

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Ložisková geologie



Bc. Petr Novotný

Podmínky vzniku dolomitizace na vybraných lokalitách v Barrandienu
Conditions of dolomitization at selected localities of the Barrandian

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. Jiří Zachariáš, Ph. D.

Praha, 2016

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, dne 21.8.2016

Podpis

Poděkování

Na tomto místě bych velmi rád poděkoval vedoucímu své diplomové práce doc. RNDr. Jiřímu Zachariášovi Ph.D., za cenné rady během samotného výzkumu a za nenahraditelnou pomoc při terénních pracích, stejně jako za poskytování studijních materiálů. Nesmím zapomenout ani na svoje nejbližší, bez jejichž pomoci a podpory během celé doby studia bych se neobešel.

Abstrakt

Výzkum dolomitizovaných vápenců a dolomitů v okolí scyphocrinitového horizontu v blízkosti hranice silur/devon z vybraných lokalit v Barrandienu prokázal výskyt dvou odlišných forem dolomitu s rozdílnou petrografií a genezí (diagenetický a epigenetický). První, množstevně výrazně převládající forma je tvořena dolomitem jemně až středně hrubě zrnitým s velikostí krystalů od 20 μm do 450 μm . Krystaly tohoto dolomitu tvoří převážně xenotopické a hypidiotopické struktury (vyjímecně i idiotopické). Tento typ vznikl za nižších teplot rekrystalizací karbonátového kalu v nižších hloubkách, nebo i během následného hlubšího pohřbení. Možný je i vznik rekrystalizací dříve utvořeného syngenetického dolomitu. Jemnozrnnější struktury jsou dokladem rychlejšího průběhu dolomitizace s více krystalizačními centry. Zachycena byla varieta tohoto dolomitu v podobě velmi jemnozrnného, tvořícího afanitickou strukturu (krystaly s velikostí pod 0,002 mm).

Dolomit druhého typu, méně zastoupený, který je označován jako barokní či sedlový, tvoří velké bílé, mléčně zakalené či číré krystaly velkých rozměrů (0,8 – 3,1 mm). Nápadné jsou tvary jeho krystalů, různě pokroucené, srpovitě zahnuté či jinak kónicky tvarované. Tento typ je vázáný na sekundární zlomy, trhliny a dutiny v matriční hmotě (matričním dolomitu), které druhotně vyplňuje. Často je v asociaci s autigenním záhnědovým křemenem obsahujícím velké množství fluidních inkluzí s kapalnými uhlovodíky. Vznik tohoto epigenetického dolomitu tak souvisí s narůstající hloubkou pohřbení (ropné okno) a mobilizací Mg-fluid. Jedná se o poslední události vedoucí k procesu dolomitizace ve studovaném území.

Většina dolomitových zrn je zonálních, jednotlivé zóny se liší zejména příměsí Fe, zatímco obsahy Mg a Ca kolísají jen minimálně. Různé typy dolomitu a jednotlivé jeho zóny lze velmi dobře vizualizovat pomocí katodové luminiscence. Studium fluidních inkluzí byly identifikovány tři druhy inkluzí: ropné dvoufázové kapalinou bohaté, dvou-tří fázové kapalinou bohaté (ropa+H₂O) a ropné dvou-fázové plynem bohaté. UV-spektroskopie potvrdila přítomnost tří různých typů uhlovodíků. Teploty homogenizace primárních fluidních inkluzí se pohybovaly v rozmezí 55 - 190 °C, u kapalinou bohatých od 55 do 173 °C a u plynem bohatých od 105 do 190 °C. Tyto teploty vypovídají o značném prohřátí studovaných poloh vápenců a dolomitů a nepřímo i o erozi nadložních vrstev o mocnosti několika kilometrů nadloží (cca 3 km).

Klíčová slova: dolomitizace, dolomit, sedlový dolomit, Barrandien, pražská pánev, fluidní inkluze, mikrotermometrie

Summary

Research on dolomitic limestones and dolomites from selected localities of the Barrandian, stratigraphically related to the Scyphocrinites Horizon near the Silurian-Devonian boundary, showed the occurrence of two distinct types of dolomite - diagenetic and epigenetic - differing in petrography and genesis. The diagenetic dolomite is quantitatively predominant. It is finely to moderately coarsely grained with crystal size from 20 μm to 450 μm . Crystals of this dolomite form mostly xenotopic and hypidiotopic textures (occasionally even idiotopic). This type of dolomite formed at low temperature and depth by recrystallization of a carbonate mud during early diagenesis, or during subsequent deeper burial. It is also possible that it originated from recrystallization of previously formed syngenetic dolomite. Fine texture of the diagenetic dolomite is a proof of fast dolomitization and of formation of numerous crystallization centers. Very fine-grained variant of dolomite was also detected (forming aphanotopic texture, size of crystals below 0,002 mm).

The epigenetic dolomite, also known as baroque or saddle dolomite, is less common than the former one. It forms white, milky-turbid or clear crystals of large dimensions (0.8 – 3.1 mm). The shapes of these crystals are conspicuous, variously twisted, sickle-shaped curved or otherwise conically shaped. This type of dolomite is linked to the faults, fractures and cavities in the dolomite matrix, which secondary fills. It is often in association with authigenic smoky quartz containing a large amount of fluid inclusions with liquid hydrocarbons. The emergence of this epigenetic dolomite is related to increasing depth of burial (oil window) and mobilization of Mg-bearing fluids. This is the last event leading to the dolomitization in the studied area.

Most of dolomite grains are compositionally zonal; individual zones differ mainly in Fe admixture, whereas Mg and Ca contents vary only minimally. Different types of dolomite and its individual zones can be very well visualized using cathodoluminescence. Fluid inclusion study identified three types of fluid inclusions: oil two-phase rich in liquid, two-three phase rich in liquid (oil+H₂O) and oil two-phase rich in gases. UV spectroscopy confirmed the presence of three different types of hydrocarbons. Homogenization temperature of primary fluid inclusions ranged from 55 to 190 °C, for the rich in liquid from 55 to 173 °C and for the rich in gas from 105 to 190 °C. These temperatures testify for considerable heating of the studied carbonate rocks and, indirectly, for the erosion of the overlying layers in a thickness of several kilometers (ca. 3 km).

Keywords: dolomitization, dolomite, saddle dolomite, Barrandian, Prague basin, fluid inclusions, microthermometry

OBSAH

1. ÚVOD	1
2. BARRANDIEN - stručný přehled geologie, geomorfologie.....	2
2.1. Geografická charakteristika studované oblasti.....	2
2.2. Geomorfologická charakteristika studované oblasti.....	2
2.3. Geotektonická charakteristika studované oblasti	2
2.4. Pražská pánev	3
2.5. Vývoj Barrandienu do siluru (neoproterozoikum, kambrium, ordovik).....	4
2.6. Silur	4
2.7. Devon	5
3. DOLOMIT	7
3.1. Minerál	7
3.2. Hornina.....	8
3.3. Texturní a strukturní znaky	9
3.4. Výskyt dolomitů.....	11
3.5. Vznik dolomitů.....	12
3.6. Dolomitizační modely	15
3.6.1. Model infiltračně refluxní.....	16
3.6.2. Evaporační čerpání	16
3.6.3. Mísení meteorických vod s vodami mořskými.....	17
3.6.4. Dolomitizace mořskou vodou.....	18
3.6.5. Dolomitizace pohřbením	18
3.6.6. Coorong typ.....	18
3.7. Chemické složení, stopové prvky, izotopy, inkluze	19
3.8. Dedolomitizace.....	19
4. METODIKA	21
4.1. Terénní práce a příprava vzorků.....	21
4.2. Optická mikroskopie	21
4.3. Katodová luminiscence	21
4.4. Fluorescence	21
4.5. Optická spektroskopie	21
4.6. Elektronová mikroskopie a mikroanalýza	22
4.7. Mikrotermometrická měření fluidních inkluzí	22
5. POPIS STUDOVANÝCH LOKALIT	23
5.1. Velká Chuchle (Přídolí - PR Homolka).....	23
5.2. Požárské lomy	25
5.3. Radotín	26
5.4. PR Prokopské údolí (Butovické Hradiště)	28
5.5. Sv. Jan pod Skalou	30
6. VÝSLEDKY.....	31
6.1. Mikroskopické studium - popisy vzorků.....	31
6.1.1. Lokalita: Velká Chuchle (Přídolí - PR Homolka)	31
6.1.2. Lokalita: Svatý Jan pod Skalou	39
6.1.3. Lokalita: Radotín.....	42
6.1.4. Lokalita: Požárské lomy	43

6.1.5. Lokalita: Prokopské údolí.....	45
6.2. Rozdělení dolomitu na základě generací	46
6.3. Elektronová mikroskopie a energiově disperzní analýza	47
6.4. Spektroskopické analýzy	49
6.4.1. Spektrální křivky luminiscenčních spekter.....	49
6.4.2. Spektrální křivky fluorescenčních spekter	49
6.5. Studium fluidních inkluzí	51
6.5.1. Typy inkluzí a jejich vzájemné vztahy	51
6.5.2. Naměřené hodnoty teplot homogenizace	52
7. DISKUZE	53
7.1. Variety dolomitu v závislosti na lokalitě	53
7.2. Možný genetický původ dolomitu.....	53
8. ZÁVĚR.....	56
9. LITERATURA	57

Seznam obrázků:

- Obr. 1 Geologická mapa Barrandienu (Kachlík 2003)
- Obr. 2 Stratigrafické členění siluru (Chlupáč et al. 2002 in Halavínová 2009)
- Obr. 3 Stratigrafické členění devonu (Chlupáč et al. 2002 in Halavínová 2009)
- Obr. 4-A Ideální struktura dolomitu se stejným poměrem Ca a Mg iontů (podle Warrena 2000)
- Obr. 4-B Schématické znázornění reálných dolomitů (podle Warrena 2000)
- Obr. 5-A Klasifikace dolomitických hornin podle poměru kalcitu a dolomitu u dvoukomponentních hornin (podle Warrena 2000)
- Obr. 5-B Klasifikace založená na třech komponentách (podle Warrena 2000)
- Obr. 6 Vyčlenění základních strukturních typů dolomitu (podle Warrena 2000)
- Obr. 7 Výskyt dolomitů v geologické minulosti (podle Givena a Wilkinsona 1987)
- Obr. 8-A Fázové vztahy systému $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ v závislosti na teplotě
- Obr. 8-B Molární zastoupení MgCO_3 v hořečnatých kalcitech v závislosti na zeměpisné šířce
- Obr. 9-A Diagram znázorňující pole srážení kalcitu, dolomitu, aragonitu a vysocořečnatého kalcitu v závislosti na poměru Mg/Ca a salinitě (podle Warrena 2000)
- Obr. 9-B Blokový diagram se třemi parametry: poměrem Mg/Ca, salinitou a poměrem CO_3/Ca (podle Folka a Landa 1975)
- Obr. 10 Grafické znázornění infiltračně-refluxního modelu (podle Tuckera 2001)
- Obr. 11 Pohyb kapaliny vyvolaný změnami úrovně mořské hladiny (evaporitive drawdown); (podle Tuckera 2001)
- Obr. 12 Znázornění dolomitizace vázané na sebchy (sabkha evaporation); (podle Tuckera 2001)
- Obr. 13 Geometrie dolomitizačních zón typická pro ostrovy (podle Tuckera 2001)
- Obr. 14 Hluboká zóna mísení sladkých a slaných vod (podle Tuckera 2001)
- Obr. 15 Dolomitizace mořskou vodou (seewaters model); (podle Tuckera 2001)
- Obr. 16 Dolomitizace pohřbením (burial compaction); (podle Tuckera 2001)
- Obr. 17 Znázornění lokalit typu Coorong (podle Tuckera 2001)
- Obr. 18 Geografické vymezení PR Homolky (ČÚZK)
- Obr. 19 PR - Homolka: řez studovanou lokalitou (Suchý et al. 1996)
- Obr. 20 Geologická mapa okolí Velké Chuchle (podle Chlupáče 1993)
- Obr. 21-A Umístění požárských lomů a vymezení NPP Požáry (ČÚZK)
- Obr. 21-B Vzájemná poloha a propojení lomů Požár 1 a Požár 2 (podle Kříž et al. 1986)
- Obr. 22 Geologický profil požárského souvrství na Požárech (podle Kříž et al. 1986)
- Obr. 23 Geologická mapa Dalejského údolí (podle Chlupáče 1999)
- Obr. 24 Vymezení PP Radotínské skály (ČÚZK)
- Obr. 25 Geologický profil lochkovského okolí (podle Chlupáče 1999)
- Obr. 26 Geologická mapa okolí Radotínského údolí (podle Chlupáče 1999)
- Obr. 27 Vymezení západní části PR Prokopské údolí (ČÚZK)
- Obr. 28 Profil mezi Butovicemi a Klukovicemi (podle Chlupáče 1999)
- Obr. 29 Geologická mapa okolí Nové vsi a Klukovic (podle Chlupáče 1993)
- Obr. 30 Umístění masivu Sv. Jan pod Skalou (ČÚZK)
- Obr. 31-A Scan vzorku BA-31A
- Obr. 31-B Vzorek BA-31A: fluorescence projevující se v centrální části křemenného zrna při pohledu v UV světle
- Obr. 31-C Vzorek BA-31A: okrajová část krystalu zachycující různé typy fluidních inkluzí
- Obr. 32-A Vzorek BA-32: fraktura vyhojená sedlovým dolomitem protínaná mladšími žilami dolomitu
- Obr. 32-B Vzorek BA-32: dolomitizované bio/litoklasty obklopené hrubozrnnějším matričním dolomit
- Obr. 32-C Vzorek BA-32: srpovité krystaly sedlového dolomitu vyskytujícího se v žíle
- Obr. 32-D Vzorek BA-32: sedlový dolomit vykrystalizovaný v dutině matričního dolomitu při pohledu se zkříženými nikoly
- Obr. 33-A Vzorek BA-32: mikrofotografie pořízená pomocí elektronového mikroskopu ukazuje dolomitizované bio/litoklasty obklopené hrubozrnnějším dolomit

- Obr. 33-B Vzorek BA-32: struktura matričního dolomitu typická pro tento vzorek
- Obr. 34-A Vzorek BA-43: scan celého výbrusu, na kterém jsou zachyceny hlavní složky tohoto vzorku
- Obr. 34-B Vzorek BA-43: okraj dolomitové žíly s perfektně tvarovanými zonálními krystaly sedlového dolomitu (CL snímek)
- Obr. 34-C Vzorek BA-43: matriční dolomit v okolí dutiny, která byla sekundárně vyplněna dolomitem sedlovým
- Obr. 35 Vzorek BA-44: scan vzorku odebraného ze střední části hřbetu s paralelními žilami typově odlišného dolomitu.
- Obr. 36-A Vzorek BA-44: fraktura ve střední části žíly tvořené sedlovým dolomitem, jež je vyhojena pozdějším jemnozrnným dolomitem
- Obr. 36-B Vzorek BA-44: detail zrna srpovitě zahnutého sedlového dolomitu obrůstající krystal pyritu
- Obr. 36-C Vzorek BA-44: zrno pyritu v odraženém světle
- Obr. 36-D Vzorek BA-44: okrajová část vzorku, kde se vyskytují dobře vyvinuté dolomitové klence, jenž postupně ustupují ve prospěch organické hmoty
- Obr. 37-A Vzorek BA-45: totálně dolomitizovaná hornina s xenotopickou, multimodální strukturou již protíná žíla křemene (Q) obsahující mnoho drobných fluidních inkluzí
- Obr. 37-B Vzorek BA-45: detail inkluzí pyritu obklopených matričním dolomitem
- Obr. 38 Vzorek BA-45: matriční dolomit ve snímcích z CL mikroskopie
- Obr. 39 Vzorek BA-45: okrajová partie vzorku, kde jsou pozorovatelné všechny generace dolomitu
- Obr. 40-A Vzorek BA-45: dolomitová žíla s hrubozrnnějšími krystaly dolomitu protínající matriční xenotopický dolomit
- Obr. 40-B Vzorek BA-45: detail krystalu vyrůstajícího v dutině matričního dolomitu
- Obr. 40-C Vzorek BA-45: fotografie stejné partie vzorku jako na obr. 39 odhaluje, že zdánlivě homogenní dolomitová žíla (horizontální) se při svých okrajích liší od svého středu
- Obr. 41 Základní hmota vzorku BA-53/1
- Obr. 42-A Vzorek BA-53/1: tlakový šev s mladšími krystaly dolomitu destruuje mikritový klast včetně jeho sparitového lemu
- Obr. 42-B Vzorek BA-53/1: větší shluk dolomitových zrn jejichž mezikrystalová plocha je vyplněna organickou hmotou
- Obr. 42-C Vzorek BA-53/1: osamocený dolomitový klenec vyrostlý na rozmezí dvou kalcitových zrn
- Obr. 42-D Vzorek BA-53/1: skupiny izolovaných zrn dolomitu za použití katodové luminiscence odhalující jejich tmavé CL barvy
- Obr. 43-A Skupina několika dolomitových krystalů v základní mikritové hmotě vzorku BA-53/1
- Obr. 43-B Vzorek BA-53/1: Dolomit vázaný na tlakový šev (při pohledu v BSE skrytý) probíhající v těsné blízkosti fragmentu trilobita, kterého obrůstá
- Obr. 44-A Převládající planární struktura vzorku BA-53/4 s dobře vyvinutým krystalem dolomitu v procházejícím světle
- Obr. 44-B Převládající planární struktura vzorku BA-53/4 s dobře vyvinutým krystalem dolomitu za použití katodové luminiscence
- Obr. 45-A Pohled na strukturu vzorku BA-53/4 s převahou dolomitu
- Obr. 45-B Detail dolomitového klence vzorku BA-53/4 na němž můžeme pozorovat 3 fáze růstu s mírně odlišným chemickým složením
- Obr. 46-A Základní hmota vzorku BA-57
- Obr. 46-B Vzorek BA-57: okraj velkého klastu kolem něhož prochází jeden z mnoha stylolitů
- Obr. 46-C Vzorek BA-57: výskyt detritických fází (albitu a křemene) vázaných na tlakové švy
- Obr. 46-D Vzorek BA-57: inkluze dolomitu v základní mikritové hmotě (1 μ m - 10 μ m)
- Obr. 47-A Jasně zonální klence dolomitu ve vzorku BA-59
- Obr. 47-B Levá strana vzorku BA-59 s jemnozrnnějším neplanárním dolomitem
- Obr. 47-C Vzorek BA-59: zrna dolomitu přetátá pozdější dolomitovou žilou
- Obr. 47-D Vzorek BA-59: téměř zcela rozpadlá zrna (v horní části fotografie)
- Obr. 48-A Výřez části scanu vzorku BA-62B s relikty ostrakodů

Obr. 48-B	Vzorek BA-62B: prostor na kontaktu tří schránek vyplněný dolomitem s afanitickou strukturou
Obr. 48-C	Vzorek BA-62B: okraj schránky ostrakoda, ze které vyrůstají krystaly kalcitu směrem do dolomitové hmoty v klasickém zobrazení
Obr. 48-D	Vzorek BA-62B: okraj schránky ostrakoda, ze které vyrůstají krystaly kalcitu směrem do dolomitové hmoty v CL zobrazení
Obr. 49-A	Vzorek BA-45: Přídolí u Velké Chuchle, Homolka
Obr. 49-B	Vzorek BA-45: Přídolí u Velké Chuchle, Homolka
Obr. 49-C	Vzorek BA-32: Přídolí u Velké Chuchle, Homolka
Obr. 50	Ternární diagram (kalcit, dolomit, magnezit+siderit)
Obr. 51	Výřez ternárního diagramu prezentující detail zaměřený na dolomitovou složku
Obr. 52	Vybrané body s jejich umístěním, v nichž byly prováděny analýzy
Obr. 53	Spektra luminiscence naměřená ze vzorků: BA-44, BA-45, BA-58
Obr. 54	Spektra fluorescence uhlovodíků obsažených ve FI
Obr. 55-A	FI plynem bohatá, jejíž spektrum odpovídá červené křivce na obr. 54
Obr. 55-B	FI kapalinou bohatá, jejíž spektrum odpovídá růžové křivce na obr.54
Obr. 55-C	FI kapalinou bohatá, jejíž spektrum znázorňuje modrá křivka na obr.54
Obr. 56-A	Ropná, dvoufázová, kapalinou bohatá inkluze
Obr. 56-B	Dvou-tří fázová, kapalinou bohatá inkluze (ropa+H ₂ O) s několika pevnými fázemi
Obr. 56-C	Ropná, dvoufázová, plynem bohatá inkluze
Obr. 57	Graf znázorňující četnost teplot homogenizace mikrotermometricky studovaných inkluzí (ze vzorku BA-31/A)

Seznam zkratk:

BSE	Zpětně odražené elektrony
CL	Katodová luminiscence
ČM	Český masiv
ČÚZK	Český úřad zeměměřický a katastrální
FI	Fluidní inkluze
EDS	Energiově disperzní spektrometr
HMC	Vysocehořecnatý kalcit
CHKO	Chráněná krajinná oblast
NPP	Národní přírodní památka
NTP	Národní technická památka
PP	Přírodní památka
PR	Přírodní rezervace
SEM	Skenovací elektronový mikroskop
ÚGMNZ	Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů
ÚPSG	Ústav petrologie a strukturní geologie
XRD	Rentgenová difrakce

1. ÚVOD

Tato diplomová práce si klade za cíl studovat podmínky dolomitizace vápenců na vybraných lokalitách pražské pánve v Barrandienu. Studovány byly zejména textury hornin (vápenců, dolomitizovaných vápenců a dolomitů), sukcesní vztahy v dolomitizovaných horninách (zatlačování, žilky) a morfologie novotvořených dolomitových krystalů. Rovněž byly studovány regionální rozdíly v teplotě a složení fluid spjatých s dolomitizací.

Výchozí soubor vzorků sleduje zejména odkryvy scyphocrinitového horizontu na traversu paralelně s osou pražské pánve (tj. od SV k JZ). Zmíněný scyphocrinitový horizont je hrubě bioklastická stratigrafická vrstva ležící na hranici siluru s devonem, vyznačující se výskytem lilijic rodu *Scypocrinites elegans*. Vzorky byly odebírány i mimo tento horizont, avšak právě tato vrstva je lokální dolomitizací nejvíce postižena. Zkoumané území poskytuje mnoho přírodních i umělých odkryvů této stratigrafické hranice.

Důraz byl kladen především na genetickou charakteristiku dolomitu, jež je přímým dokladem jeho vzniku. Velký čas a prostor byl věnován mikroskopickému studiu odebraných vzorků dolomitických hornin. Optická mikroskopie, ačkoli jde o instrumentálně nenáročnou techniku, poskytuje první a zároveň zásadní informace o projevech dolomitizace. Těmi jsou intenzita dolomitizace, typy dolomitových krystalů a jejich velikost, zatlačování jedné fáze jinou fází, posloupnosti vzniku fraktur a jejich vyplňování hydrotermálními minerály, utvořené struktury aj. Jako doplňující metoda byla použita katodová luminiscence, která sloužila k odlišení jednotlivých generací dolomitu a ke studiu zonálnosti dolomitových krystalů. Změna chemického složení dolomitu, totiž svědčí o změně složení fluid, z nichž vznikl. Ostatní metody, jako UV mikroskopie, spektroskopické analýzy, elektronová mikroskopie a mikroanalýza byly využity k upřesnění základních pozorování, či pro potvrzení nebo vyvrácení predikovaných domněnek. Nezastupitelným nástrojem pro určení vlastností roztoků cirkulujících horninovým masívem v době vzniku dolomitových krystalů jsou teploty homogenizace fluidních inkluzí. Tato měření poskytují informace o minimální teplotě při růstu dolomitových krystalů. Výsledkem studia fluidních inkluzí je ucelený geochemický obraz fluid, která se podílela na dolomitizaci od rané diagenese až po stádia pozdních epigenetických deformací. Tato studie navazuje nepřímo na starší práci Suchého et al. z roku 1996 popisující podmínky dolomitizace v Přídolí u Velké Chuchle.

2. BARRANDIEN - stručný přehled geologie, geomorfologie

2.1. Geografická charakteristika studované oblasti

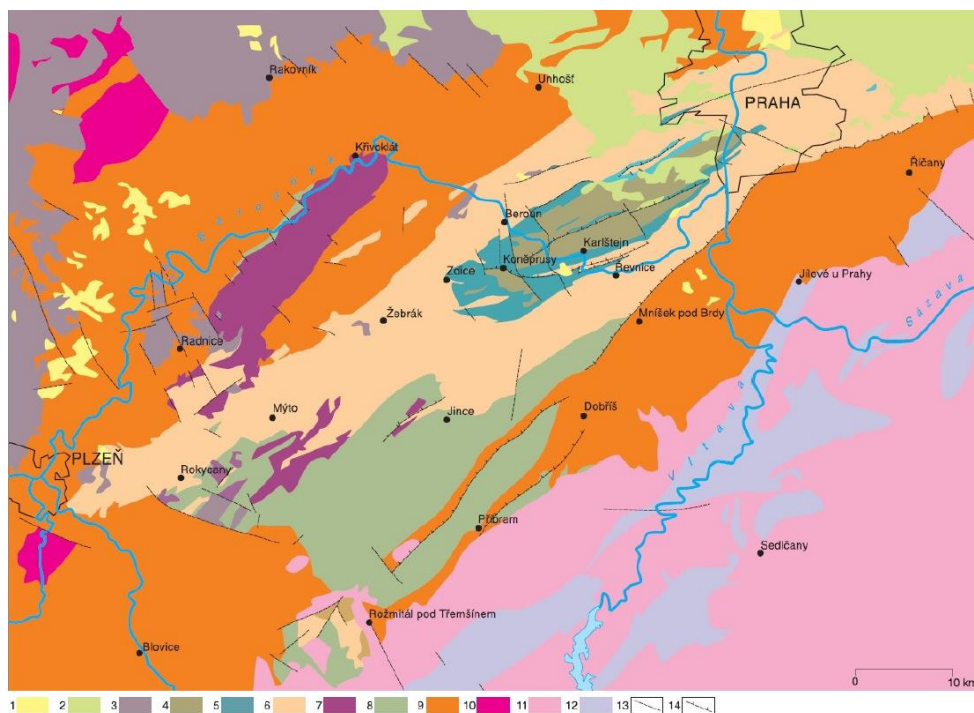
Území Barrandienu se rozprostírá v širokém pásu přibližně mezi Kostelcem nad Labem a Domažlicemi. Zasahuje tak svojí severní a střední částí do jihovýchodního až centrálního území středních Čech a postupuje přes Prahu směrem k jihovýchodu až do Čech západních, do blízkého okolí Plzně. Všechny lokality studované v této práci leží mezi pražskou Velkou Chuchlí a Berounem. Všechny lokality mají statut národní přírodní památky, přírodní rezervace či jsou jinak chráněny.

2.2. Geomorfologická charakteristika studované oblasti

Studované území je pokryto rozsáhlými nížinnými plošinami i vrchovinami v nichž jsou zaříznuta četná údolí. Území pražské pánve spadá do subprovincie označované jako Poberounská soustava. Ta v sobě zahrnuje celkem 4 oblasti a to: Pražskou plošinu, Hořovickou pahorkatinu, Brdskou a Křivoklátskou vrchovinu. Východní část území pražské pánve je představována Pražskou plošinou, což je území, v němž převládá rovinný reliéf s nevýraznými elevacemi. Typická je zároveň relativně malá odkrytost horninového podloží. Běžná je častá přítomnost reliktů křídových a neogenních sedimentů. Vyjimku tvoří menší údolí, která jsou zaříznuta zejména v Třebotovské plošině, jako jsou Radotínské či Prokopské údolí, taktéž dobře odkryté jsou svahy v údolí Vltavy. Nadmořská výška tak při celkovém pohledu výrazně kolísá (Demek 1987). Území pojmenované jako Hořovická pahorkatina tvoří centrální část pražské pánve, která je tvořena horninami od středního ordoviku až do devonu. Tato pahorkatina se dělí do dvou celků a to Hořovickou brázdu budovanou jílovitými horninami ordoviku řadících se do bohdaleckého souvrství a na Karlštejnskou vrchovinu. Tyto celky jsou navzájem odděleny územím Berounky ve směru od severovýchodu k jiho západu. Toto údolí poskytuje mnoho přírodních i umělých odkryvů silurských a devonských hornin. V SV části Karlštejnské vrchoviny vstupuje do údolí Berounky údolí Loděnického potoka (nazývaného někdy také Kačák), jenž se zařezává hluboko severním směrem až do Křivoklátské pahorkatiny. Údolí Loděnického potoka je lemované četnými přírodními výchozy a vápencovými stěnami, přítomné jsou taktéž lomy tvořící pozůstatky po dřívější těžbě vápencových hornin. Zhruba 4,5 km proti proudu potoka od soutoku s Berounkou se nachází masiv Sv. Jana pod Skalou. Jihovýchodní části Křivoklátské vrchoviny jsou obklopeny Hořovickou pahorkatinou, kde na povrch vystupují horniny spodnoordovického stáří s kambrickými vulkanity křivoklátsko-rokycanského pásma. Na jižní stranu Hořovické pahorkatiny se připojuje Brdská vrchovina, kterou na jejím SV okraji tvoří pásmo spodnoordovických hornin a na JZ jsou to části tvořené horninami kambrického stáří.

2.3. Geotektonická charakteristika studované oblasti

Území Barrandienu (obr. 1) je situováno v centrální části ČM, na jihu a jihovýchodě mezi Klatovy a Úvaly, je omezeno středočeským plutonickým komplexem. Od něj je odděleno hlubinným zlomovým pásmem. Horniny středočeského plutonu granitoidního charakteru obsahují zbytky hornin (tzv. metamorfované ostrovy), jenž sedimentovaly společně s horninami uloženými v Barrandienské pánvi (Chlupáč et al. 2002). Na severovýchodě se Barrandien noří pod sedimenty české křídové pánve (mezi Kostelcem nad Labem a Rakovníkem); (Cháb et al. 2008). Západní části Barrandienu hraničí s okraji manětínské a plzeňské pánve tvořené sedimentárními horninami karbonského stáří. V Barrandienském prostoru je možno vyčlenit tři základní stratigraficko-tektonická patra. Nejspodnější tvořené svrchnoproterozoickými a kambrickými horninami vzniklo v důsledku kadomské orogeneze. Patro nadložní tvořené horninami ordoviku a devonu utvořila variská orogeneze. Nejsvrchnější patro je prezentováno pokryvnými útvary, jenž částečně tvoří horniny svrchního karbonu části české křídové pánve (zejména jsou to terciérní štěrky a kvartérní sedimenty).



Obr. 1 Geologická mapa Barrandienu 1) neogenní kontinentální sedimenty, 2) svrchnokřídové kontinentální a mořské sedimenty, 3) svrchnokarbonské a permské kontinentální sedimenty, 4) devonské marinní sedimenty, 5) silurské marinní sedimenty a vulkanity, 6) ordovické marinní sedimenty a vulkanity, 7) svrchnokambrické vulkanické horniny, 8) kambrické kontinentální a mořské sedimenty, 9) proterozoické marinní sedimenty a vulkanity, 10) prevariské plutonity, 11) variské plutonity, 12) proterozoické a paleozoické metasedimenty a metavulkanity ostrovní zóny středočeského plutonu, 13) zlomové linie, 14) významné směrné přesmyky (Kachlík 2003)

Barrandien tvoří podstatnou část tepelsko-barrandienské jednotky základního členění Českého masívu (např. Cháb et al. 2008). Paleozoické sekvence Barrandienu vyplňují několik pánví, z nichž nejvýznamnější je pražská pánev. Pražská pánev (Havlíček 1981) neboli také pražská synforma (Máška, Zoubek 1961) v níž leží veškeré studované lokality je tvořena přes 3,5 km mocným ordovicko-střednědevonským sedimentárním komplexem s častým výskytem efuzivních vulkanitů. Jedná se o nejmladší část celého Barrandienu (Máška, Zoubek 1981) se strukturou druhotně synformního tvaru s relativně složitou vnitřně provrásněnou stavbou (bližší popsána v následující kapitole).

2.4. Pražská pánev

Vznik pražské pánve se datuje do spodního ordoviku. Do doby, kdy spodnotremadocké moře zalilo střední Čechy přes severní úpatí Železných hor. Značné rozšíření tohoto moře nastalo ve svrchním tremadoku, kdy zasahovalo až ke Starému Plzenci. Období této sedimentace bylo doprovázeno významnou vulkanickou činností a synsedimentárními deformacemi (Havlíček 1981). Pražská pánev je tvořena zejména marinními uloženinami, čímž se liší např. od pánve příbramsko-jinecké, jež vznikla dříve. Ve svých počátečních stádiích měla pražská pánev charakter mělkého zálivu, který v okolí Prahy dosahoval šíře maximálně 15 km. Následovalo rozčlenění sedimentačního prostoru na podélné a příčné části o různé subsidienci. Období areniga je významné vznikem úzké, relativně rychle se zahlubující brázdy, jež byla lemována stabilnějšími částmi na svých okrajích. Následný vznik ker na rozhraní byl umožněn v důsledku synsedimentární tektoniky a postupného odpavení tremadockých uloženin. Mocnost v jednotlivých místech pánve se v čase pohybovala, ovšem jen ve směru delší osy pánve. V čase tak zůstával zachován její lineární charakter. Pražská pánev je tvořena kromě podélných segmentů (např. centrální brázda) i segmenty příčnými (západobarrandienský a východobarrandienský segment). Název pražská pánev je předmětem diskuzí, jak dokládá vícero názvů označujících tento útvar - pražská synforma podle Máška a Zoubka (1961) či pražské synklinorium podle Melichara (2003).

2.5. Vývoj Barrandienu do siluru (neoproterozoikum, kambrium, ordovik)

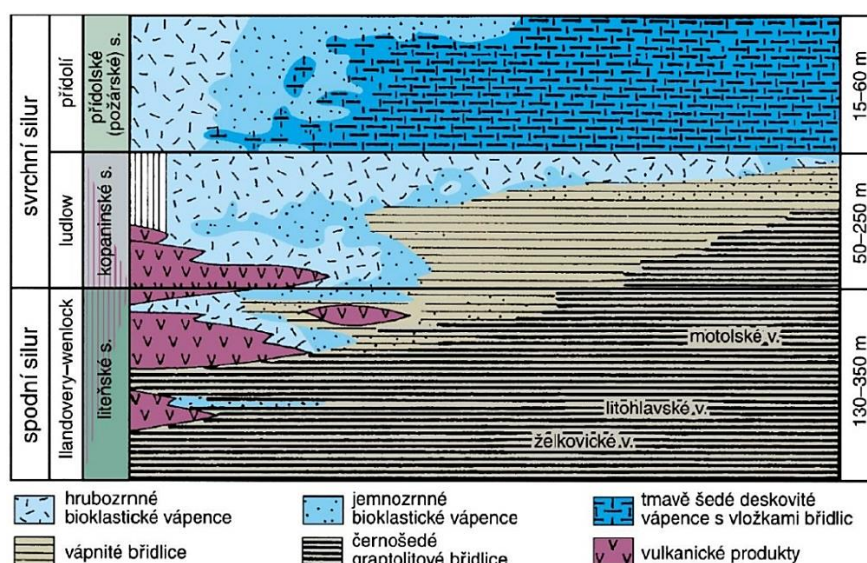
Nejstarší části Barrandienu jsou z období svrchního proterozoika a jsou tvořeny zejména zvrstvenými flyšoidními horninami (droby, břidlice, slepence). Často se v nich vyskytují i tělesa polštářových láv a bulžníků (Chlupáč et al. 1992). Kambrium je zachováno v příbramsko-jinecké pánvi v podobě slepenců, pískovců a drob a v pánvi skryjskotýřovické (slepence, droby, břidlice); (Havlíček 1981). Svrchní kambrium se vyznačuje zvýšenou vulkanickou aktivitou. Vznik pražské pánve se datuje na hranici mezi kambriem a ordovikem. Sedimenty ordoviku tvoří pánevní výplň ležící diskordantně na neoproterozoickém a kambrickém podloží. V pražské pánvi se ordovické horniny vyvinuly v podobě facie jílovité a facii písčité. Zastoupené sedimentární horniny jsou zejména klastické. Karbonáty nejsou až na nečetné výjimky zastoupeny. Střední ordovik je spojen s maximální intenzitou vulkanické aktivity bazického charakteru, která se v menším rozsahu projevovala již od spodního ordoviku (arenig) a ustala ve svrchním ordoviku (beroun). Vznik útvaru se označuje názvem komárovský vulkanický komplex. Vrstevní sled ordoviku začíná třenickým souvrstvím tvořeným pískovci a drobami s nadložním milínským souvrstvím, oboje spadají do tremadogu. Arenig se vyznačuje prohloubením sedimentační pánve a vznikem 300 m mocného souvrství klabavského, jež je tvořeno šedými a zelenými břidlicemi s drobami. Následný stupeň llanvirn je doprovázen poklesy pánve způsobenými zatížením nadložních sedimentů, šarecké souvrství je tvořeno zejména černými břidlicemi. Dobrotivské souvrství patřící do dobrotivu taktéž tvoří zejména černé břidlice. Následný stupeň beroun v sobě zahrnuje souvrství libeňské (černé břidlice, křemence), letenské (křemenné pískovce droby, písčité břidlice), vinické (černé břidlice), záhořanské (prachovce) a bohdalecké (černé jílovce). Následující stupeň králodvor tvoří jílovité břidlice s vápnitými konkréciemi králodvorského souvrství. Kosovské souvrství stupně kosov je posledním stupněm berounského oddělení, tvoří jej převážně pískovce a břidlice (Chlupáč et al. 1992).

2.6 Silur

Maximální mocnost přesahuje v územích s kumulací bazaltových intruzí či efuzí a vulkanoklastik 500 m, v partiích břidličné sedimentace je to v rozmezí 250 až 450 m. Sedimenty siluru nasedají plynule na sedimenty ordovického stáří, existují ovšem místa v okolí Prahy, kde je přítomen hiát (Štorch 1986). V počátcích siluru dochází ke zpomalování rychlosti sedimentace při porovnání s ordovikem. V období llandovery-wenlock dochází ke zvyšování karbonátové příměsi v sedimentech. Sedimentační poměry též ovlivnila vulkanická aktivita, v jejímž důsledku jsou přítomné vulkanoklastika a bazaltové lávy (vázané na pražský a tobolský zlom). Následnou degradací vznikly četné mělkovodní plošiny následně osidlované bentosem. Vzniká tak množství bioklastického materiálu, který je transportován do hlubších částí těchto pánví (tufiticko-pelitická sedimentace). Důkazem intertidálního prostředí ve wenlocku jsou například intenzivně opracované fragmenty korálů. Eustatické pohyby ve svrchním wenlocku znamenaly změlčení pánve (polohy mělkovodních biodetritických vápenců s hlavonožci v pražské pánvi). Sedimentace břidlic a deskovitých vápenců začíná v nejvyšším ludlowu. Výjimku tvoří elevace při dně, kde se až do spodního přídolí uplatňuje sedimentace biodetritických vápenců s hlavonožci a brachiopody. Vulkanická činnost ustala v nejvyšším wenlocku. V jejím důsledku byl vytvořen 60 m mocný příkrov (Svatojánský vulkán). Tento příkrov tvoří výjimku, jelikož celé přídolí je utvářeno vápenci s vložkami vápnitých břidlic. V závěru stupně přídolí dochází k prohloubení sedimentace a k ukládání biodetritických vápenců s hlavonožci a lilijicemi (zejména rodu *Scyphocrinites*). Výrazné jsou synsedimentární zlomy, podél nichž docházelo k pohybům zejména pak při pozdější variské orogenezi (pražský zlom, tachovský zlom, kodský zlom, tobolský zlom). Silur pražské pánve je klasickým územím světového významu, kde jsou vyznačeny četné litostratigrafické a chronostratigrafické hranice (Chlupáč et al. 1992).

Bazální části siluru tvoří převážně graptolitové břidlice. Spodní části liteňského souvrství se dělí do tří jednotek: želkovické vrstvy (tvořené černými graptolitovými břidlicemi), lithlavské vrstvy (střídání černošedých graptolitových a nazelenalých jílových břidlic) a nadložní motolské vrstvy (vápnité graptolitové břidlice s tufitickými vložkami a s vápencovými konkréciemi). Nadložní, kopaninské souvrství navazuje horninovým sledem na motolské vrstvy. Výjimku zde tvoří kumulace vulkanických hornin, směrem do nadloží pak postupně přibývá karbonátová složka. Horninová skladba kopaninského souvrství byla ovlivněna ukončením vulkanické činnosti a změlčováním pánve. Usazovaly se převážně biogenní vápence. Pro požárské (přídolské) souvrství jsou charakteristické

tmavě jemnozrnné vápence s vložkami vápnitých břidlic, rozdíl oproti předchozí vrstvě je způsoben prohloubením pánve a mořskou transgresí (Chlupáč et al. 1992). Stratigrafický sled silurského období je dobře patrný z obr. 2.



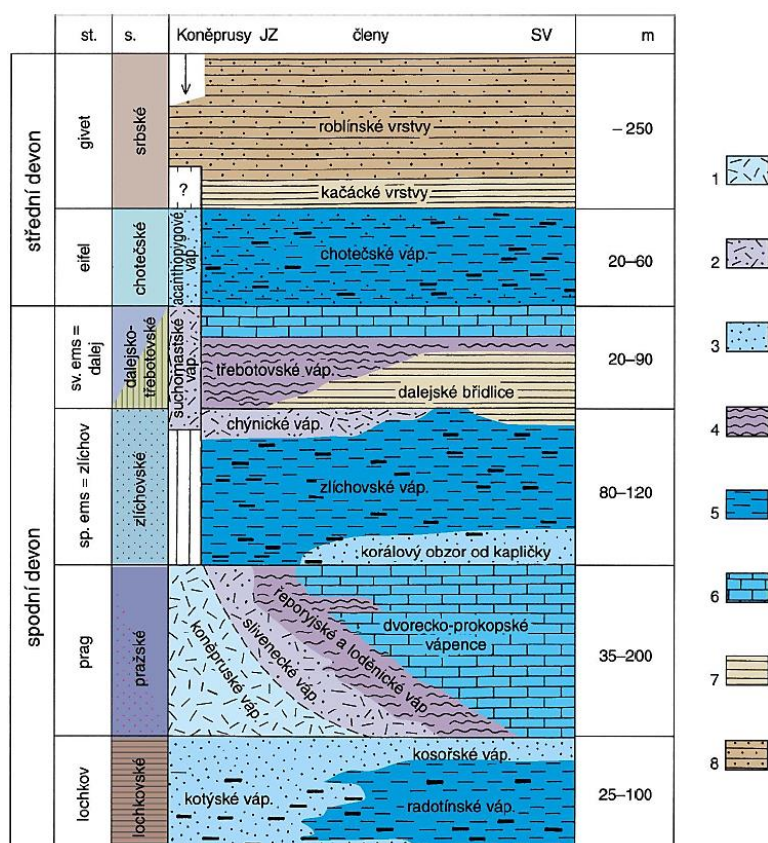
Obr. 2 Stratigrafické členění siluru (Chlupáč et al. 2002 in Halavínová 2009).

2.7. Devon

Oblast Barrandienu je klasická oblast výskytu devonu světového významu, zahrnuje např. hranici siluru s devonem (Klonk u Suchomast); (Chlupáč et al. 1992). Barrandienský devon se vyznačuje velkou faciální i sedimentologickou pestrostí (obr. 3) v důsledku převládajícího teplého klimatu té doby (Košťák a Mazuch 2011). Vliv měla i nepříliš silná vulkanická činnost (Chlupáč et al. 1992). Přítomné jsou vápence útesové, mělkovodní, bioklastické, mikritické, hlíznaté i vápence obsahující rohovce (Havlíček 1981). Stratigraficky devon navazuje na podložní silur, převládající je karbonátový vývoj, výjimku tvoří srbské souvrství. V pražské pánvi je výskyt devonu zastoupen svým spodním až středním oddělením. Devon je tvořen faciemi vzniklými v hlubším a klidnějším prostředí s minimální turbulencí (mikritové facie) jež střídají facie vzniklé v prostředí mělkovodním s výrazným pohybem vod (facie biodetritické). Vzájemný poměr těchto dvou složek dokládá, jaký hydrodynamický režim převládal v konkrétní době a místě. Mikritové facie jsou nejvíce vyvinuty v JV křídle dnešního zbytku sedimentační pánve. Naproti tomu pro SZ a JZ je typická převaha facií biodetritických. Plošný průběh facií má směr ze SV k JZ a je kosý ke směru tektonických struktur vzniklých variským vrásněním. Vertikální změny se vyznačují střídáním prohlubování a změlčování, což odráží nejspíše eustatické pohyby a částečně i tektonickou aktivitu. Ve vyšším lochkovu dochází ke zvyšování sedimentační energie a s tím souvisejícím změlčováním (lochkovsko-pražský hraniční event). Pro pražské souvrství je typické postupné prohlubování, dochází k postupnému zvyšování mořské hladiny, to je přerušeno až bazálním zlíčovským eventem v základech zlíčovského souvrství. Dochází zde k transportu hrubě bioklastického materiálu od JV. Tento trend ustává až v nejvyšších částech tohoto souvrství, v němž dochází k opětovnému změlčení. Další výrazné prohloubení nastává v souvrství dalejsko-třebotovském. Tento sled je přerušen sedimentací černých břidlic v kačáckých vrstvách v rámci zjevně významné globální změny velkého rozsahu. Následkem je výrazné prohloubení a vznik anoxického prostředí. Následná výrazná flyšová sedimentace je spojena s počátkem variského vrásnění v tomto území (Chlupáč et al. 1992).

Uložení devonu ve středních Čechách, včetně pražské pánve je konkordantní na podložním silurském komplexu (Svoboda et al. 1957). Lochkovské souvrství spočívá na bázi spodního devonu a dělí se do dvou hlavních facií, jimiž jsou radotínské a kotýské vápence a několika facií přechodních. Ve vápencích radotínských se střídají černošedé deskovité bitumenní vápence s vložkami tmavých vápnitých břidlic. Vápence kotýské jsou tvořeny zejména světle šedými biodetritickými, krinoidovými

a sparitickými vápenci, které jsou jasně vrstevnaté. Báze lochkovského souvrství tvoří nadloží vrstvě hrubě biotritických světlešedých, místy narůžovělých krinoidových vápenců. Tyto vápence tvoří hlavně lilijice rodu *Scyphocrinites* (tzv. scyphocrinitový horizont). Nadloží lochkovského souvrství je souvrství pražské (prag). Bazální polohy pražského souvrství jsou budovány světlými, hruběji biotritickými či mikritovými chondritovými vápenci. Pražské souvrství je faciálně velmi pestré, zahrnuje dvorecko-prokopské vápence, řeporyjské vápence, loděnické vápence, slivenecké a vinařické vápence a vápence koněpruské. Nadložní zlíčovské souvrství má relativně stálý faciální vývoj, tvoří jej tmavé až šedé vrstevnaté jemně biotritické a mikritové vápence s vložkami tmavých rohovců. Spodní části souvrství se vyznačují přínosem biotritického materiálu jež charakterizuje tzv. korálový obzor od kapličky. Ve vyšších částech přibývají břidličné vložky, které následně zcela převládají. Vyjimku tvoří SZ části, kde jsou vyvinuty facie tvořené načervenalými biotritickými chynickými vápenci. Ve zlíčovském souvrství je vyvinutá typická cykličnost několika dm, která vyjadřuje nejspíše kratší sedimentační dobu (těchto cyklů je až 150). Následuje souvrství dalejsko-třebotovské, jehož svrchní části tvoří hranici se stupněm eifel. To se již řadí do středního devonu. Srbské souvrství řazené do vyššího středního devonu je vymezeno rychlým nástupem sedimentace tmavých břidlic kačáckých vrstev odrážející globální transgresivní (kačácký) event ve středním devonu. Dělí se do dvou členů, v bázi jsou to zmíněné kačácké vrstvy a mocnější vrstvy roblínské ve svrchních částech souvrství (Chlupáč et al. 1992). Doba středního devonu až svrchního karbonu znamenala postižení Barrandienu variským vrásněním (Kukal a Jäger 1988). Sedimentace v období karbonu a permu není na území Barrandienu zachována. Naproti tomu jsou přítomné pískovce a vápnité slínovce svrchní křídly. Terciér se vyznačuje ukládáním klastických sedimentů říčního původu, jako jsou šterky a šterkopísky (Cháb et al. 2008). V kvartéru nastává ukládání spraší a různých svahových sedimentů (Růžicková 2001).



Obr. 3 Stratigrafické členění devonu (Chlupáč et al. 2002 in Halavínová 2009)

3. DOLOMIT

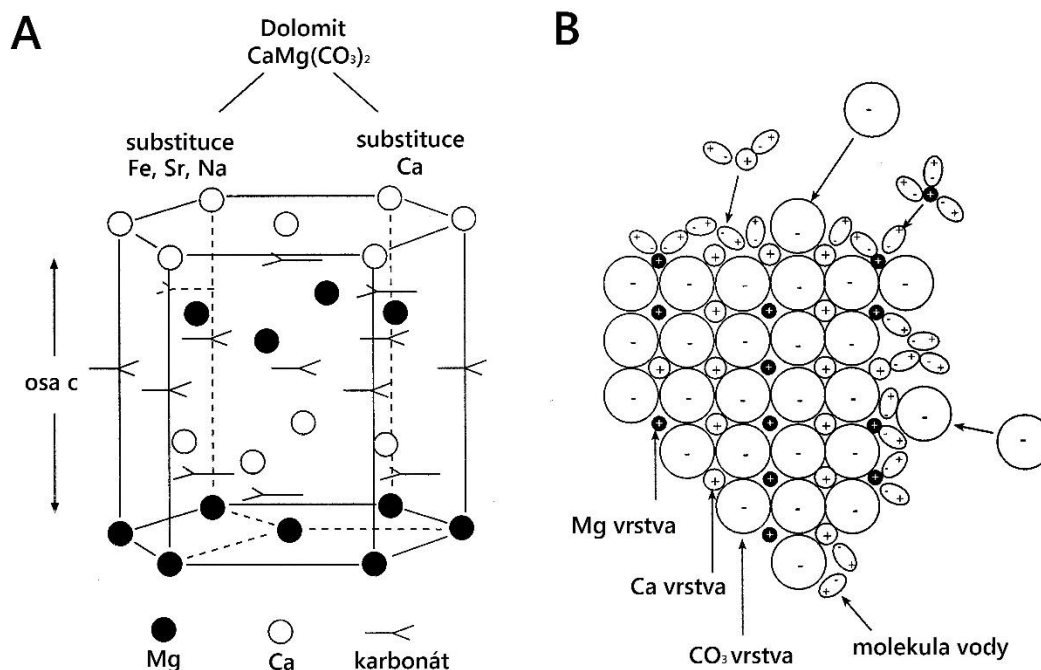
3.1. Minerál

Minerál dolomit, uhličitan vápenato-hořečnatý $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ je romboedrální karbonát patřící do trigonálního (klencového) krystalografického systému. Pojmenován byl v roce 1792 po francouzském geologovi a mineralogovi Deodatovi Guy de Dolomieu. Na rozdíl od kalcitu (CaCO_3) obsahuje navíc Mg ionty. Vzhledem k rozdílnému iontovému poloměru Ca a Mg iontů nejsou tyto ionty kompatibilní ve stejné vrstvě právě z důvodu jejich odlišné velikosti. Hořečnaté ionty (Mg^{2+}) tvoří tak jednu vrstvu následovanou vrstvou obsahující ionty Ca^{2+} , jenž jsou propojeny anionty CO_3^{2-} (obr. 4). Toto patrně zajišťuje větší stabilitu celého systému a také je to při vzniku minerálu z energetického hlediska výhodnější (Hladil 1996). Další uhličitanové minerály, které mají tuto střídavou vrstevnatou strukturu principiálně podobnou dolomitu, patří do tzv. dolomitové skupiny. Ta zahrnuje kromě dolomitu také ankerit $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$, kutnohorit $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$, minrecordit $\text{CaZn}(\text{CO}_3)_2$ a norsethit $\text{BaMg}(\text{CO}_3)_2$. V ideálním případě se dolomit skládá ze stejného počtu iontů Ca^{2+} a Mg^{2+} , které jsou uspořádány do jednotlivých pásů s rovinami CO_3^{2-} . Takový dolomit je tvořen 50% mol CaCO_3 (hmotnostně 54,3%) a 50% mol MgCO_3 (45,7% hmotnosti). Tento chemicky čistý dolomit má dobře definovatelnou krystalovou strukturu (Skoček 1985).

Většina přírodních dolomitů ovšem není stechiometrických, což znamená, že vápník (Ca) a hořčík (Mg) nejsou v přesném poměru 50:50, ale obvykle bývá tento poměr vychýlen k přebytku iontů Ca^{2+} a to až do poměru Ca:Mg - 58:42 (Tucker 2001). Existuje i možnost nahrazení Ca iontů Mg ovšem jen velmi omezená. Maximální přebytek Mg v dolomitu nikdy nepřesahuje 1% (Skoček 1985). Nejčastěji je však obsah Mg^{2+} v rozmezí 0.48-0.50 (Hladil 1996). Náhrada Ca^{2+} za Mg^{2+} je zodpovědná za zvětšování rozestupů mřížky. S rostoucím poměrem Ca/Mg se mění jeho difrakční linie. Intenzita a vzhled difrakčních linií nám může pomoci při vyhodnocování stupně uspořádání krystalové mřížky. Pokud jsou difrakční linie ostré, znamená to, že daný dolomit je dobře uspořádaný. Naopak v případě širokých difúzních linií se jedná o dolomit s přebytkem kalcitových molekul se špatně uspořádanou strukturou. Takový dolomit se někdy označuje jako protodolomit, pseudodolomit a někdy se využívá taktéž termínu penekontemporánní dolomit (Skoček 1985).

Je tedy zřejmé, že dolomit vyskytující se běžně v přírodě se od čistého často chemicky a strukturně liší (Skoček 1985). Dolomit je dokonale štěpný podle [1011] (Bernard a Rost 1992) a dosahuje tvrdosti 3,5-4 na Moshově stupnici. Hustota se pohybuje v závislosti na obsahu železa od 2.8-2,9 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Častá je právě substituce železem. Dolomit s několika molárními (objemovými) procenty FeCO_3 (3-20%) se někdy označuje jako železitý dolomit (ferroan dolomite). Pokud je nahrazeno přes 20% Mg nazývá se tato fáze jako ankerit $\text{CaMgFe}(\text{CO}_3)_2$ (Skoček 1985). Do krystalové mřížky dolomitu mohou vstupovat některé další kationty (Na, Co, Zn, Ba, Pb a další) a mohou tak nahrazovat Ca i Mg, v naprosté většině případů ovšem jen velmi malým množstvím často až stopovým.

Většina mladších dolomitů má menší stupeň uspořádání než dolomity starší. Již zmíněný termín protodolomit bývá užíván pro Ca-Mg karbonáty vytvořené v laboratořích nebo pro dolomity nalezené v recentních sedimentech s minimálním uspořádáním (Tucker 2001). Zajímavý je fakt, že laboratorně produkované krystaly dolomitu projevují mírně zvýšené průměrné rozestupy mezi jednotlivými vrstvami ve srovnání s karbonáty přírodními, což bývá vysvětlováno kompakčními defekty a přítomností Fe^{2+} v přírodním materiálu (Hladil 1996).



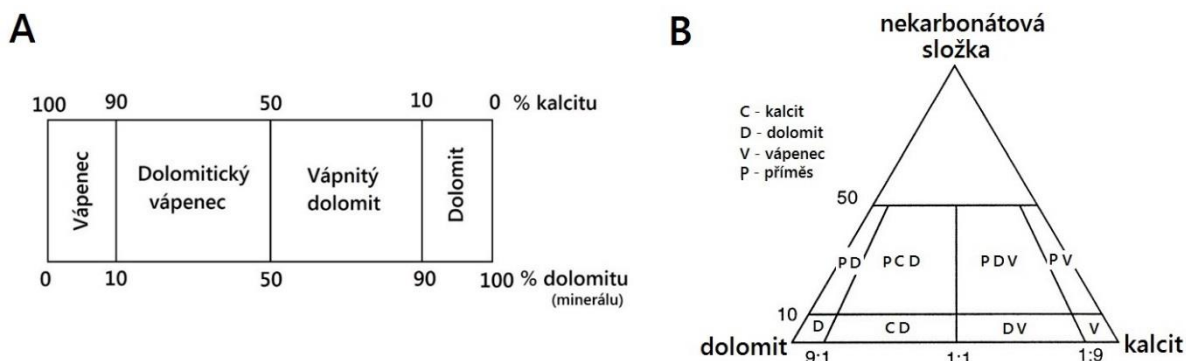
Obr. 4 **A)** Ideální struktura dolomitu se stejným poměrem Ca a Mg iontů **B)** Schématické znázornění reálných dolomitů ukazující jak se molekula vody přednostně váže na povrchové kationty rostoucího krystalu. Dochází tedy k tomu, že Ca ionty nejsou tak silně hydratované a umísťují se do hořečnaté vrstvy, tím vzniká tzv. vápenatý dolomit (Podle Warrena 2000).

3.2. Hornina

Název dolomit má dvojí užití, užívá se jak pro výše popsaný minerál tak i pro (monominerální) horninu z něj složenou. V anglické literatuře se někdy užívá názvu dolostone, český ekvivalent tohoto výrazu by odpovídal slovu dolomitovec, ale není všeobecně uznáván. Dolomitěm tedy můžeme označit horninu, která obsahuje přes 50% karbonátů (dolomitu, kalcitu nebo aragonitu a ankeritu) v nichž minerály dolomit s ankeritem svým množstvím dominují nad kalcitem a aragonitem (Petránek 1963). Kromě uvedeného může obsahovat také malé příměsi sádrovce, anhydritu pyritu a různých organických složek (Warren 2000). Toto pravidlo můžeme využívat i pro horniny složené ze tří či více různých složek. U hornin složených pouze ze dvou komponent (např. dolomit - kalcit) můžeme nazvat dolomitěm horninu, v nichž obsah dolomitu (minerálu) přesahuje 50%. V obou zmíněných případech označujeme názvem dolomity (čistě) horniny s 90 - 100% zastoupením dolomitu (minerálu), to je rovno obsahu 19.6 - 21.7% MgO. V případě obsahu dolomitu pod 90% nazýváme danou horninu podle typu příměsí (buďto kalcitové, nebo jílovité) způsobem, který vyplývá z obr. 5-A. V případě potřeby lze rozlišovat ještě intervaly 5 - 10% u vápence (vápěnc s dolomitickou příměsí) a 90 - 95% u dolomitu (dolomit s vápencovou příměsí). Naprosto stejný princip by platil pro řadu dolomit-jílovec. Je možné také sestavit ternární diagram pro horniny skládající se ze tří hlavních složek, jak ukazuje obr. 5-B, což nám umožňuje přesněji uvést název zkoumané horniny v závislosti na množství jednotlivých komponent (Petránek 1963). Stojí za zmínku, že koncové členy série vápěnc-dolomit se vyskytují s větší frekvencí než přechodné horniny typu dolomitických vápenců či vápenatých dolomitů. Toto zjištění mimo jiné platí právě i pro silurské a devonské vápence Barrandienu (Kukal 1986).

Některé dolomity jsou vzhledem ke své poréznosti, jež je jedním z důsledků dolomitizace (nárůst až o 13% objem dvou molekul kalcitu je totiž větší než objem jedné molekuly dolomitu), výborné rezervoárové horniny jak pro kapalné tak i plynné uhlovodíky. Jsou také dobrými kolektory podzemních vod. Samotná hornina se využívá v metalurgii - při výrobě ohnivzdorných vyzdívek vysokých pecí někdy i jako struskotvorná přísada. Někdy se využívá jako levná stavební surovina či velmi jemné abrazivum. Výskyt dolomitů je ovšem nepříznivý například u vápenců, které jsou určeny

pro výrobu vápna a cementu (Petránek 1963) a také pro vápence určené k odsiřování kouřových plynů uhelných elektráren (Pechar 2014).



Obr. 5 A) Klasifikace dolomitických hornin podle poměru kalcitu a dolomitu u dvoukomponentních hornin. **B)** Klasifikace založená na třech komponentách (podle Warrena 2000).

3.3. Texturní a strukturní znaky

Dolomit má menší rekrystalizační schopnost než například kalcit, což ve výsledku způsobuje, že většinou vytváří jen drobozrnné a mikrozrnité struktury. Převládající strukturou je tedy struktura zrnitá. Pokud porovnáme dolomity s vápencem je zřejmé, že jsou celkově hrubozrnnější a zároveň stejnoměrněji zrnité. Tyto zrnité struktury můžeme dělit právě podle velikosti zrn na zřetelně zrnité dolomity, jemnozrnné dolomity a pelitomorní dolomity - kryptokrystalinní (Petránek 1963). Je také možné popsat informace o zrnitosti nebo velikosti krystalů v dolomitických horninách termíny jako dolorudit, dolarenit, dolosparit a dolomikrit (kritéria např. podle Wrighta 1992: dolomikrit < 4 μm, dolomikrosparit 4-10 μm, dolosparit > 10 μm). V případech, kdy je alespoň částečně zachována původní struktura můžeme dolomit popisovat termíny Dunhamovy nebo Folkovy klasifikace sedimentárních hornin (Tucker 2001). Problémem je zjevná nejednotnost termínů u jednotlivých autorů, stejně jako velikostní kritéria jimi používaná.

Struktury se liší i v závislosti na původu dolomitu. Primární dolomit, který byl přímo vysrážen z roztoku, se vyznačuje zřetelnou jemnozrnností svých částic (pod 0,01 mm). V geologické historii se objevuje mnoho jemnozrnných dolomitů s důkazy peritidální depozice jako jsou například: struktura ptačích očí (birdseyes), tepee struktura, stromatolitické laminace, polygonální zlomy (ložní a pravé žíly vyplněné křemenem), intraklasty, krystaly sádrovce či jiných solí a zjevný nedostatek makrofauny. Takové struktury byly pravděpodobně vytvořeny v součinnosti s evapority, zmíněným přímým srážením. Dolomity tohoto typu obecně vykazují dobré zachování původních sedimentárních struktur (Tucker 2001). Syngenetický dolomit tvoří pravidelné vrstvy rozsáhlé na značnou vzdálenost ostře oddělené od podloží i nadloží (Petránek 1963). Textura tohoto dolomitu je tedy homogenní bez organických zbytků. Krystaly mívají mikritovou velikost. Naproti těmto, je pro dolomity sekundární (diagenetické a epigenetické) typický zřetelnější stupeň krystaličnosti a to hlavně u dolomitických vápenců, v nichž jsou nacházeny i poměrně velké a dobře omezené krystaly (0.01 až 0.1mm). Diagenetické dolomity tvoří nepravidelné čočky a tělesa nezávislá na zvrstvení. Epigenetické typy jsou spjaté s poruchovými zónami, zlomy a vrásky. Texturně je epigenetický dolomit velmi heterogenní (Kukal 1986). Dolomit může být vedlejším i hlavním produktem spjatým s tlakovým rozpouštěním, často se tak vyskytuje podél tlakových švů a sutur. Na tyto linie, ve kterých se koncentrují i organické látky, se váží povětšinou dobře omezené krystaly dolomitu. Vzácněji se vyskytují organogenní a organodetrinitické struktury dolomitů. Jde o horniny vzniklé diagenetickou dolomitizací organogenních nebo organodetrinitických vápenců. Fosilie jsou z velké části rozrušeny a o jejich dřívějším výskytu svědčí jen jejich obrysy. Větší fosilie bývají většinou zachovány jako dutiny vyplněné jemně drúzovitým dolomitem. Za diagenetické lze považovat i dolomity úlomkovité, jejichž struktura

zachovává klastickou strukturu původního vápence. Může se jednat i o horninu vzniklou nahromaděním klastických úlomků dříve vzniklých dolomitů - tzv. dololitit (Petránek 1963).

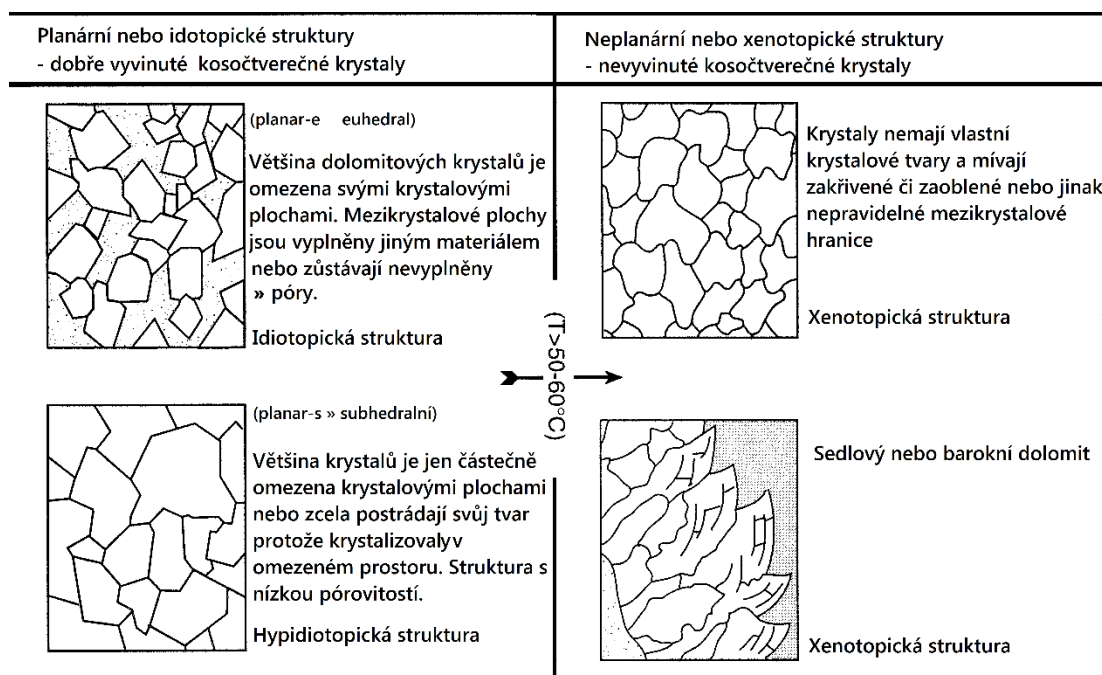
Proces dolomitizace může být selektivní - to znamená, že k němu dochází pouze výměnou matrix, zatímco původních zrn se nedotýká (můžou je ovšem nahradit jiné bioklasty) nebo se dolomitizace dotýká obojího a zasahuje tak veškeré komponenty - dolomitizace neselektivní. Stejně jako dolomitizace tak i rozpouštění dolomitu může být selektivní z důvodu různé stability jeho krystalů v závislosti na jeho složení. Vznikají tak skeletální klence, nepravidelné dutiny či dochází ke kalcitizaci částí některých partií. Krystaly dolomitu mohou být ve vápencích rozmístěny náhodně. Originální krystalová zrnitost a mineralogie jsou velmi důležité znaky. Původní mikritický sediment bývá většinou dolomitizovaný (tvoří tedy velmi jemnozrnné krystaly) takže bývají zachovány původní sedimentární struktury. Zrna vysoce hořčnatých kalcitů jako jsou například červené řasy, některé foraminifery a ostnokožci mohou být dolomitizována s pouze malými změnami struktury (mimic replacement). Naproti tomu zrna aragonitu jsou postižena změnou struktury nebo dochází k jejich rozpouštění a následnému vyplnění dolomitickým cementem (podobně jako aragonitová alterace vede ke změnám kalcitu). Kalcitová zrna s nízkým obsahem Mg mohou snadněji odolávat dolomitizaci a bránit jí, někdy tak dochází k jejich destruktivní dolomitizaci. Dalším faktorem je časový průběh dolomitizace. V případě delšího časového úseku od pohřbení materiálu je pravděpodobné, že původní různorodá struktura sedimentu je již stabilizována na vápenec s malým obsahem Mg, takže nově vzniknuvší dolomit jej destruuje. Dolomitické tmely na rozdíl od dolomitických zrn se vyskytují jak v dutinách primárních tak i sekundárních vápenců a dolomitů. Rozdíl těchto dvou složek spočívá v tom, že na rozdíl od čirých a průhledných kosočtvercových krystalů je dolomitový tmel podobný strukturou a jemností kalcitovému sparitu (Tucker 2001).

Při petrologickém a petrografickém popisu dolomitu rozeznáváme dva běžné typy dolomitové struktury xenotopickou a idiotopickou (Gregg a Sibley 1987), podrobněji je znázorňuje obr. 6. První jmenovaná je složená z anhedrálních krystalů se zaoblenými a nepravidelnými hranicemi mezi zrny, druhá z euhedrálními dobře omezenými kosočtverečnými krystaly dolomitu. Je možné pozorovat, zda se zrna stýkají v přímočarých liniích nebo v různě zvlněných a zazubených liniích atd. což podává informaci např. o tom, za jakých podmínek zrna rostla, kolik měla prostoru a podobně. Stejně tak jsou svědectvím o sekundárním původu reliktní sedimentární struktury (Warren 2000). Takzvaná mozaikovitá struktura je tvořena idiomorfními až hypidiomorfními krystaly kde je více než 50% rovných stran. Původní vápencová struktura v dolomitu dosahuje různého stupně zachování. Pohybuje se od naprosto setřené původní struktury, bez viditelných pozůstatků struktury původního sedimentu až po dobrou či velmi dobře zachovanou původní strukturu a její znaky. Při pozorování dolomitů je vhodné zaměřit se primárně na:

- velikost krystalů (unimodální/equigranulární - většina krystalů má obdobnou velikost, polymodální/inequigranulární - jsou zřejmé různé velikostní populace krystalů, afinitická - velikost zrn je pod 0.002 mm, jednotlivé rozměry krystalů)
- tvar, podoba krystalů (planární - euhedrálční, planární - subhedrální, neplanární- anhedrální, barokní či sedlový dolomit, vzhled krystalů – průzračné, zakalené, zonální)
- rozložení, rozmístění krystalů (navzájem izolované, dotýkající se, vznášející se v základní hmotě atd.)
- popsat výchozí horninu (je dolomitizace selektivní nebo totální, jsou původní struktury zachovány nebo jsou zcela přetvořeny a setřeny)
- stavba (peloidická, mozaikovitá, porfyrotopická, poikilotopická)
- póry (množství, výplň)

Velikost dolomitových zrn je ovlivňována více faktory jako je například množství krystalizačních center (čím méně tím větší zrna), mineralogie původního sedimentu (přeměnou čistého kalcitu vznikají větší zrna, přeměnou aragonitu a Mg-kalcitu menší zrna) a stupeň mineralizace

dolomitizujícího roztoku (silně mineralizované roztoky způsobují rychlejší dolomitizaci např. vápenného kalu v dolomikrit). Dají se též vyčlenit 3 typy zrn: pseudomorfní (zrna dolomitu mají stejnou optickou orientaci jako zatlačený minerál), nepseudomorfní (optická orientace nerespektuje původní minerál) a cementační (Skoček 1985).



Obr. 6 Vyčlenění základních strukturních typů dolomitu (podle Warrena 2000)

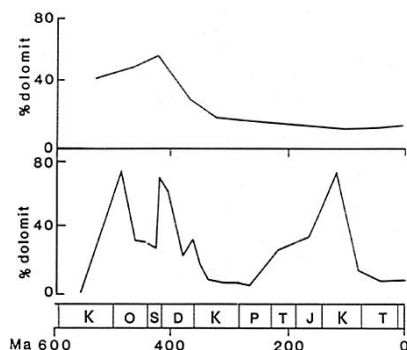
Výrazný znak dolomitu je, že jeho zrna často vznikají kolem těžko identifikovatelných zárodečných center, projevujících se jako tmavší a menší skvrna uvnitř dolomitového zrna, která patrně ukazuje na přítomnost jílu, oxidu Fe nebo velmi jemnozrnného karbonátu (Petránek 1963). To, že jsou vnitřní partie tmavší, může být také způsobeno velkým množstvím drobnějších fluidních inkluzí nebo kalcitovými reliktami, či přítomností pelitického materiálu. Někdy jsou uvnitř krystalů zjevná cizorodá zrnka (tvořena například křemenem nebo glaukonitem), což může být doklad o diagenetickém původu dolomitu. Často je patrná zonální stavba dolomitových zrn. To může být způsobeno střídáním zón méně nabohacených o hematit se zónami bohatšími hematitem nebo střídáním přírůstkových zón kalcitu s dolomitom (dobře pozorovatelné metodou katodové luminiscence). Zmíněná různá luminiscence zón krystalů může také souviset se změnami charakteru fluid, která se na dolomitizaci v době růstu krystalů podílela. V dolomitových krystalech se tedy střídají světlejší a čistší partie s tmavšími různě nečistými partiemi. Jeden z méně častých typů dolomitu, který může nahradit původní minerály nebo cement vyplňující póry je barokní - sedlový dolomit (pearlspar). Krystaly tohoto typu dosahují velikosti přibližně několik milimetrů a mají křišťálový a srpovitý vzhled. Ve výbrusu je patrná dobrá štěpnost a projevy undulózního zhášení. Velmi často obsahují fluidní inkluze nebo reliktu jiných minerálů (pyrit, limonit). Barokní dolomit se často vyskytuje v asociaci se sulfidickou mineralizací, hydrotermální aktivitou a také hydrokarbonáty. Během diagenese dochází k deformaci mřížky, což je vysvětlováno kolísáním obsahů Ca^{2+} absorbovaného na růstových plochách krystalu (Tucker 2001).

3.4. Výskyt dolomitů

Tvorba dolomitů, vzhledem k jejich dnešnímu množství, byla v geologické minulosti mnohonásobně větší než dnes, jak je patrné z obr. 7. Množství dolomitu v recentních a subrecentních systémech je malé v porovnání s fosilními sekvencemi, tento jev se označuje jako tzv. dolomitový paradox. Procento dolomitů v karbonátech se tak zvětšuje s rostoucím geologickým stářím. To bylo dokázáno snižujícím se poměrem Mg:Ca v karbonátech např. Ruské platformy a Severní Ameriky od

prekambria do kvartéru a platí to i pro Český masív, zejména pro paleozoikum - kde od ordoviku do devonu roste procento vápenců a snižuje se procento dolomitů (Kukal 1986). Dolomity jsou tedy častější než vápence v prekambriu, což vedlo k závěrům, že tehdejší mořská voda měla v té době jiné složení a že dolomit mohl být vysrážen přímo (primární dolomit), nebo by mohlo dojít k nahrazení CaCO_3 relativně snadněji. Možné také je, že čím jsou vápence starší tak jednoduše měly více času aby dolomitizovaly (potenciální možnost dolomitizace byla během dlouhého časového úseku větší). Druhý případ by znamenal, že většina dolomitů byla vytvořena během diagenese a epigenese. Given a Wilkinson (1987) popisují maxima četnosti výskytu dolomitu ve fanerozoiku (jura, křída a střední prvohory). Tato období se vyznačují některými důležitými faktory - odpovídají době zvýšené mořské hladiny, geotektonické aktivitě a specifickému chemickému složení hydrosféry a atmosféry, jež podporovaly tento proces. Podle jiných autorů, je hojnost dolomitů ve fanerozoiku shodná s obdobími rozsáhlých peritidalních depozic a rozsáhlých evaporitických prostředí. Taktéž zaznívají názory, že období rozsáhlejší dolomitizace souvisela s nižší hladinou kyslíku v atmosféře a oceánech, což podporovalo větší aktivitu anaerobních mikrobů, které dále podporovaly tvorbu dolomitu (Tucker 2001).

Dolomity často tvoří samostatné vrstvy střídající se s vrstvami vápenců nebo jiných hornin, hlavně u chemogenního dolomitu. U diagenetických dolomitů může hranice vůči vápencům probíhat kose na vrstevnatost. Ve všech terénech je možno pozorovat plynulé přecházení z dolomitů do vápenců včetně všech jeho přechodových stádií. Z paleografického pohledu jsou dolomity při porovnání s vápenci příznačné hlavně pro mělké facie. Tělesa dolomitizovaných karbonátů mohou mít mocnost v rozmezí od desítek do stovek metrů a délku a šířku od jednotek až do stovek km. Často se vyskytují na okraji kontinentálních ker, což poukazuje na jejich genetickou vazbu ke změnám mořské hladiny (Skoček 1985). Jsou tedy typické pro útesové facie jak v historii tak i dnes (Bahamy, Curacao). V ČR nacházíme dolomity zejména v dolomitizovaných silurských a devonských vápencích Barrandienu (Petránek 1963).



Obr. 7 Výskyt dolomitů v geologické minulosti. Množství dolomitů se mění s geologickým stářím, ve starších formacích je dolomitů více než v mladších. Horní křivka pochází ze starších prací spodní z nověji publikovaných (podle Givena a Wilkinsona 1987).

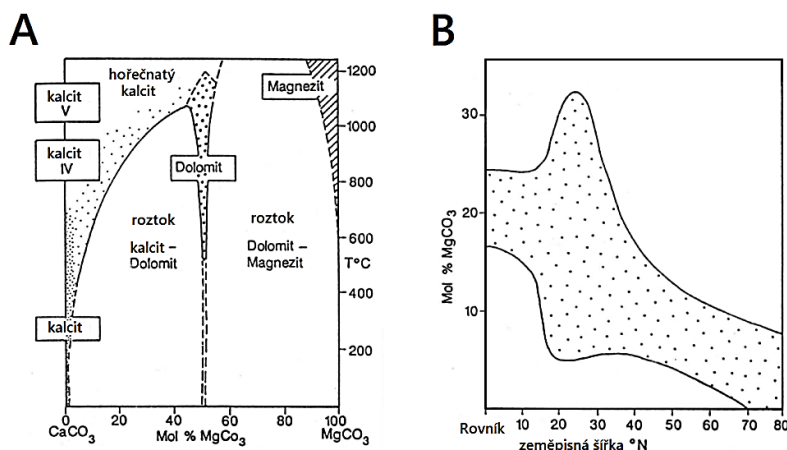
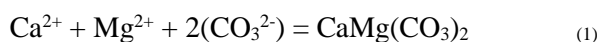
3.5. Vznik dolomitů

I v dnešní době se stále vedou spory a debaty o původu a vzniku dolomitů. Dolomit lze jen velmi obtížně vyrobit v laboratořích za nízkých teplot s použitím přírodních vod za simulovaných sedimentárně-diagenetických podmínek (Tucker 2001). Naproti tomu syntéza dolomitu z horkých roztoků (nad 150 °C) probíhá bez problémů (Skoček 1985). Nicméně tyto podmínky nikdy přesně neodpovídají reálným přírodním podmínkám. To komplikuje upřesnění chemických a fyzikálních faktorů podílejících se na srážení dolomitu a jasné vysvětlení samotného principu tohoto jevu. Pro názornost lze dolomity dělit podle prostředí, ve kterém vznikly na mořské (útesové, neútesové), lagunární a jezerní. Signifikantní je rozdělení podle doby vzniku na primární a sekundární. Primární (syngenetické) vznikly přímým vysrážením z vhodného roztoku či v době sedimentace materiálu zatímco sekundární (diagenetické a epigenetické) následkem druhotných událostí. Termín primární

bývá někdy užíván i pro časně diagenetický produkt. Horniny tohoto typu mohou tedy vznikat vícero způsoby, vznik dolomitů tak může nastat zejména:

- **Přímým srážením:** 1) anorganicky: z roztoku za nízkých i vysokých teplot (hydrotermální dolomit) nebo 2) organicky: biologickou činností tedy bakteriální krystalizací (biomineralizace)
- **Zatlačováním zejména kalcitu novotvořeným dolomit** (dolomitizace)
- Zpevněním klastických již dříve vzniklých dolomitických částic (nepříliš časté, vzniká tzv. dololilit dělicí se podle hrubosti na dolorudit, dolarenit, dolosilit, dolomikrit); (Petránek et al. 2016)

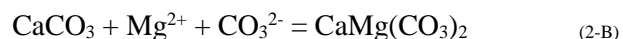
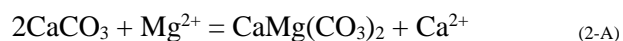
Přímé vysrážení dolomitu z vhodného roztoku vede ke vzniku **primárního dolomitu** (podle rovnice 1). Krystalizace tohoto typu - přímo z roztoku při nízkých teplotách a tlacích neprobíhá snadno nebo neprobíhá vůbec. Je to tedy velmi vzácný jev a i když se v mnoha publikacích uvádí, jeho význam je v recentu za současných reálných podmínek marginální. Přestože je mořská voda obsahem Mg silně přesycena vzhledem k dolomitu, kinetika reakce zabraňuje přímému srážení dolomitu (vysoká iontová síla mořské vody, hydratace Mg^{2+} , nízká aktivita CO_3^{2-}). Dochází tedy k tomu, že se z daného roztoku rychleji a snadněji vysráží například aragonit a vysocehořečnatý kalcit (Tucker 2001). Dochází-li k přímému srážení, pak je struktura dolomitu neuspořádaná a přeplněná krystalovými defekty. Hlavním důvodem je obvyklá hydratace iontů Mg^{2+} , které proto nevstupují do karbonátové mřížky. Tuto situaci lze obejít například zvýšením teploty, případně i tlaku (Hladil 1996). Obr. 8-A ukazuje závislost stability systému $CaCO_3$ - $MgCO_3$ na teplotě, Obr. 8-B ukazuje změny zastoupení $MgCO_3$ v Mg-kalcitech ve spojitosti se zeměpisnou šířkou.



Obr. 8 A) Fázové vztahy systému $CaCO_3$ - $MgCO_3$ v závislosti na teplotě. **B)** Molární zastoupení $MgCO_3$ v hořečnatých kalcitech v závislosti na zeměpisné šířce.

Termín organický dolomit je používán jak pro dolomity vzniklé přímým biochemickým srážením, např. bakteriemi žijícími symbioticky s modrozelenými řasami (Skoček 1985), tak i pro dolomity kde bakterie přispívaly svojí činností ke vzniku dolomitu sekundárně (tzn., že mají na tvorbu dolomitu stimulující účinek). V anoxickém prostředí některé druhy bakterií redukují sulfáty, což je kinetický inhibitor dolomitizace. Taktéž zdroj Mg je z části čerpán z organické hmoty.

Ve skutečnosti je ovšem většina dolomitů vytvořena nahrazením (rovnice 2-A, 2-B) již existujících karbonátových minerálů (Gary 2009). A to přeměnou původních minerálů, hlavně kalcitu vlivem fluidních roztoků (mohou být zatlačeny i sulfáty a další soli, je ale nejasné jestli jde o přímé nahrazení nebo před tím docházelo ke kalcifikaci těchto minerálů). Tímto procesem vzniká sekundární dolomit a právě tento děj se označuje jako **dolomitizace**. Tento proces můžeme podle časového rámce změn v původním materiálu rozdělit na dolomitizaci syngenetickou diagenetickou a epigenetickou. Jednotlivé modely vzniku dolomitů a geochemické indikace podporující dolomitizaci jsou popsány v následující kapitole.

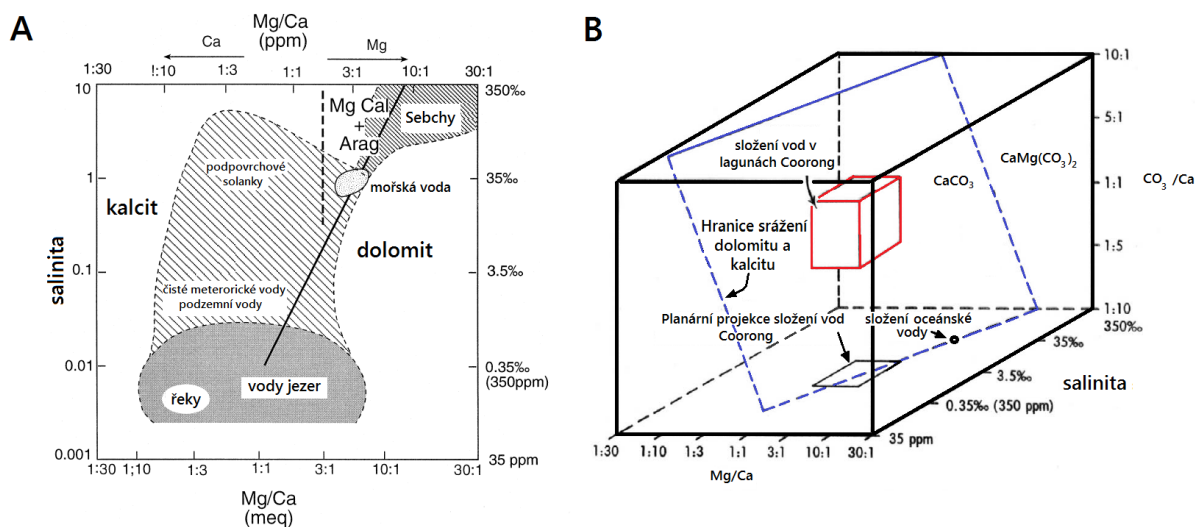


Při procesu dolomitizace dochází k zatlačování zrn kalcitu dolomit. Nedochází zde ale k výměně iontů v pevném stavu, nýbrž dochází k rozpouštění v hraniční vrstvě mezi kalcitem a roztokem, který má dolomitizační schopnosti a k následnému srážení dolomitu. Důležité je podsyčení roztoku vůči kalcitu celkově nebo alespoň v hraniční vrstvě (Hladil 1996). Existuje ovšem vícero faktorů vedoucích k nastartování procesu dolomitizace. Vznik dolomitů je tedy podmíněn řadou chemických, fyzikálních a také geologických faktorů, které hrají různě důležitou roli v jednotlivých typech dolomitizace a dolomitizačních prostředích. Jednotlivé podmínky se navzájem posilují i zeslabují. Mezi nejdůležitější faktory patří:

- **poměr Mg/Ca** (Velmi důležitý faktor dolomitizace ze slaných vod, poměr v mořské vodě je přibližně 5,5 což je nedostatečné i pro dolomitizaci aragonitového kalu, naproti tomu poměr nad 11 v některých solankách dokáže dolomitizovat i čistý kalcit. Podsyčení vzhledem ke kalcitu a přesycení vzhledem k dolomitu je základní princip obr. 9)
- **salinita roztoku** (Zvyšování salinity zpomaluje až zcela zastavuje dolomitizaci pokud zároveň nedochází k rapidnímu zvyšování poměru Mg/Ca, naopak při ředění mořské vody může docházet k dolomitizaci za nižšího poměru Mg/Ca obr. 9)
- **koncentrace SO_4^{2-}** (Srážení sádrovce či anhydritu vede ke snížení parciální koncentrace Ca^{2+} a SO_4^{2-} a tím přispívá ke vzrůstu poměru Mg/Ca, proto v počátcích evaporitového cyklu nedochází k dolomitizaci.)
- **přítomnost řas a bakterií** (Některé řasy a bakterie koncentrují Mg tím, že rozkládají sloučeniny hořčík obsahující, taktéž působí proti hydrataci Mg^{2+} . Zvyšují alkalitu prostředí (vlivem fotosyntézy) a produkují organický uhlík důležitý pro život desulfurizačních bakterií, které zase snižují objem SO_4^{2-} tím, že redukují sulfáty na sulfidy. Podmínkou jejich existence je právě přítomnost organické hmoty. Bylo ovšem také prokázáno, že existují aminové kyseliny a rozpustné bílkoviny, které působí proti dolomitizaci.)
- **teplota a tlak** (Vyšší hodnoty mají pozitivní dopady na proces dolomitizace, například zvýšené teploty v nízkých zeměpisných šířkách v recentních systémech kde dolomity vznikají)
- **pH** (Čím alkaličtější prostředí, tím snadněji dochází k dolomitizaci. Hodnoty pH vyšší než 8.3 jsou optimální.)
- **porozita** (Porozita má zásadní význam pro propustnost hornin fluidní roztoky, jenž následně dolomitizují okolní horninu. Podstatnou roli hraje zejména při epigenetické dolomitizaci.)

V diagramu na obr. 9-A je přibližně vyneseno složení běžných vod vyskytujících se v přírodním prostředí, na x-ové ose je vynesena salinita a na y-ové je vyneseno poměr Mg/Ca. Je patrné, že složení seabchových vod dosahuje vysoké salinity stejně jako vysokých hodnot Mg. Podpovrchové vody mají menší salinitu, která se postupně snižuje přes meteorické až k jezerním a říčním vodám kde je obsah solí nejmenší. Obsah Ca se ovšem zvyšuje, takže převažuje nad Mg. Suchozemské sladké vody jsou také běžně bohaté vápníkem, kdežto podpovrchové a jezerní vody jen anomálně obsahují vysoký obsah hořčíku. Diagram je rozdělen na 3 oblasti, přednostního srážení dolomitu, aragonitu a hořečnatého kalcitu a kalcitu. Při nízké salinitě se i při nízkém poměru Ca/Mg a pomalé rychlosti krystalizace dolomitu může tvořit dolomit (poměr 1:1). Čím více salinita stoupá roste počet konkurenčních iontů, stává se krystalizace dolomitu stále obtížnější, až nakonec zcela ustane a začne docházet ke srážení kalcitu. Obr. 9-B zobrazuje blokový diagram na jehož x-ové ose je poměr Mg/Ca, na y-ové ose je salinita a na ose z je poměr CO_3/Ca . Jde tedy o rozšíření diagramu z obr. 9-A o osu z. Diagonálně uložená plocha představuje hranici mezi srážením dolomitu, kalcitu a hořečnatého kalcitu (nebo aragonitu). Menší červený kvádr znázorňuje složení vod lagun typu coorong. Levý zadní (skrytý) roh Coorong laguny je promítnut v rovinném zobrazení. Lze si všimnout, že svislé promítnutí prostoru vyjadřujícího složení vod typu Coorong lagun spadá do značné míry do pole stability kalcit-

aragonit. Snížení slanosti, zvýšení poměru Mg/Ca nebo zvýšení poměru Ca/CO₃ podporuje srážení dolomitu (Folk, Land 1975).



Obr. 9 A) Diagram znázorňující pole srážení kalcitu, dolomitu, aragonitu a vysocehořečnatého kalcitu v závislosti na poměru Mg/Ca a salinitě výskytu dolomitu (podle Warrena 2000) **B)** Blokový diagram se třemi parametry poměrem Mg/Ca, salinitou a poměrem CO₃/Ca (podle Folka a Landa 1975).

Jak vyplývá z dříve popsaných skutečností, může dolomitizace zasáhnout karbonátové sedimenty v různých stupních jejich litifikace. Podle toho můžeme vyčlenit tyto typy diagenese.

Syngenetická dolomitizace probíhá v právě usazené svrchní části ještě nezpevněného sedimentu, který je v kontaktu s okolní mořskou vodou zejména při sedimentaci v hypersalinních prostředích jako jsou salinární jezera, sebchy a okrajové části hypersalinních lagun (Kukal 1986, Skoček 1985).

Diagenetická dolomitizace se projevuje uvnitř nezpevněného sedimentu, kde dochází k iontové výměně mezi nelitifikovaným sedimentem (kalem) a minerálními látkami reziduálních roztoků obsažených v sedimentu. Dochází k ní při rané i pozdní diagenезi. Od překrytí sedimenty až po hluboké pohřbení (Kukal 1986). Lze tedy mluvit o časně či rané diagenезi, střední a pozdní diagenезi (Skoček 1985). Tento typ může být velmi intenzivní a plošně značně rozsáhlý.

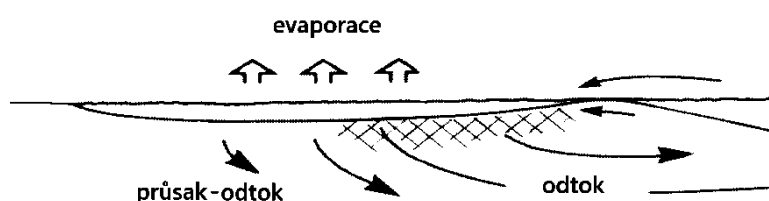
Epigenetická dolomitizace působí již na sedimentech litifikovaných a to jak v době kdy se nacházely v původních sedimentačních pánvích nebo i po vyzdvižení nad hladinu a tektonickém formování. Tato dolomitizace se projevuje až po období, kdy byly kalové složky karbonátového sedimentu více či méně rekrystalizovány. Vzniká tedy následkem tektonických deformací spojených s cirkulací roztoků (Tucker 2001). Co do rozsahu je často epigenetická dolomitizace nepoměrně méně významná než dolomitizace diagenetického původu. Tato má za následek vznik dolomitu v různých puklinách, trhlinách na zlomech a vrstevních spárách kde dolomit tvoří různé žíly, žilky, skvrny nebo výplně nejrůznějších dutin.

3.6. Dolomitizační modely

Pro názornější představu a přesnější popis situace vznikly tzv. dolomitizační modely. Při sestavování jednotlivých modelů jsou důležité zejména úvahy o zdroji Mg²⁺ a mechanismu, kterým jsou dolomitizační kapaliny schopné prostupovat horninové platformy. Následující modely znázorňují vznik dolomitu za různých podmínek a to jak chemicko-fyzikálních, tak i v závislosti na různých sedimentačně-geologických poměrech a prostředích:

3.6.1. Model infiltračně refluxní (obr. 10)

Tento model bývá často spjat s evaporitami. Založen je na skutečnosti, kdy jsou vápence (karbonáty) vystaveny působení solanek, které vznikají právě nad těmito polohami ve zcela nebo částečně izolovaných lagunách. Vzniknuvší roztok v lagunách je obohacen o hořčík z důvodu předešlého srážení anhydritu CaSO_4 . Tyto vody následně vlivem gravitace pronikají do podložních porézních sedimentů a reagují s již existujícími formami CaCO_3 v podloží lagun. Hlavním zdrojem hořčíku je v tomto případě mořská voda ovšem jistou roli hraje i proces rozkladu Mg-kalcitu a některých jílových minerálů. Někdy se tento model nazývá jako prosakování doprovázené gravitačním odtokem, což odkazuje na princip jeho funkčnosti (Skoček 1985). Tento model je uplatňován například na ostrově Bonaire v Nizozemských Antilách.



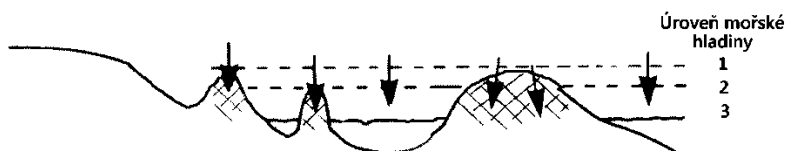
Obr. 10 Grafické znázornění infiltračně-refluxního modelu (podle Tuckera 2001).

3.6.2. Evaporační čerpání (obr. 11, 12)

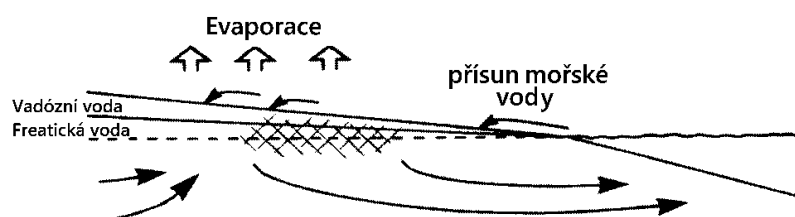
Model evaporačního čerpání souvisí s přírodním vertikálním pohybem slaných vod ve vápnatých sedimentech tidální a supratidální zóny. Vody obsažené v pórech jsou zvedány kapilárními silami k povrchu, kde dochází stejně jako v předchozím případě ke srážení sádrovce, aragonitu a anhydritu čímž dochází k odčerpávání Ca iontů a tedy k poměrnému obohacování roztoku o hořčík. Takto modifikovaný roztok má opět schopnost dolomitizovat vápnatý sediment. Podmínkou úspěšného procesu je rychlé odpařování.

Oba tyto procesy jsou významné pro občasné zaplavované plošiny tzv. sebkhy odtud (sabkha evaporation), kde poměr Mg/Ca ve vodách pórů stoupá až na 11 i 12. Podíl prosakování a čerpání závisí na lokálních klimatických a faciálních podmínkách. Vznik mocnějších dolomitických těles ovšem musí být podpořen migrací březní linie vyvolanou například eustatickými nebo epirogenetickými pohyby. Tento model se dá označit za syngenetický (Skoček 1985).

Kolísání mořské hladiny



Obr. 11 Pohyb kapaliny vyvolaný změnami úrovně mořské hladiny (evaporitive drawdown); (podle Tuckera 2001).

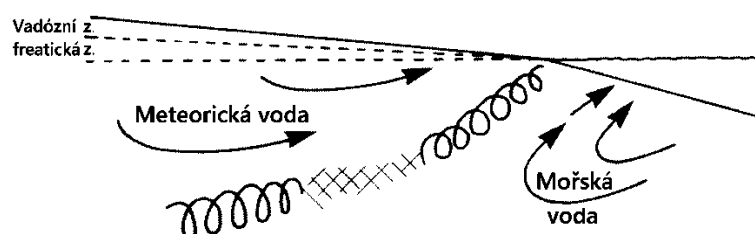


Obr. 12 Znáznornění dolomitizace vázané na sebkhy (sabkha evaporation); (podle Tuckera 2001).

3.6.3. Mísení meteorických vod s vodami mořskými (obr. 13, 14)

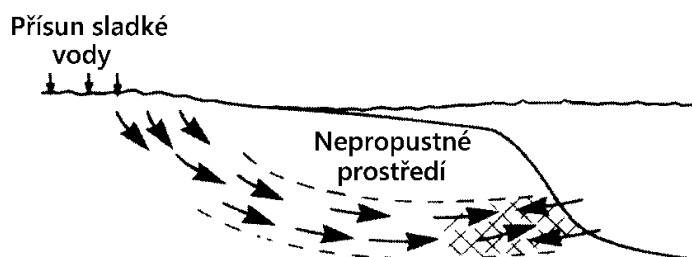
Pro tento model existují různé názvy v závislosti na autorovi (dorang, schizohalinní, penetrační); (Skoček1985). Podle tohoto modelu vzniká dolomit v místě, kde dochází k mísení vod sladkých kontinentálního původu s vodami slanými mořského původu (čímž dochází ke snižování salinity). Složení vod tedy osciluje od brakických až po hypersalinní. Rychlost srážení se při poklesu salinity jiných karbonátů zpomalí, a dolomitové krystaly mají dost času k uspořádání své struktury (Kukal 1986). Zóna, kde dochází k dolomitizaci, se může na základě přílivu a odlivu a jeho velikosti horizontálně pohybovat, důležité jsou samozřejmě i dlouhodobější změny mořské hladiny. Zóna mísení může tedy ležet v různých hloubkách a právě podle tohoto kritéria se liší i zdroj hořčíku potřebného pro nastartování procesu dolomitizace. Pokud zóna mísení leží v malých hloubkách, dochází k nahrazování úbytku Mg difuzí z mořské vody. Při hloubkách větších (tedy při hlubším bodě mísení) je hořčík dodáván díky přeměně jílových minerálů. Dochází také k rozpouštění vysoce hořečnatého kalcitu (HMC). Může docházet i k přínosu Mg z vrstev hořečnatých solí. V prvním případě je vidět ukloněná geometrie linie (typická například pro ostrovy), podél které dochází k mísení a s ním spojené dolomitizaci. Druhý případ odkazuje na místa s vysokou četností srážek a hlubším místem mísení - první stovky metrů (Tucker 2001, Flügel 2010).

Zvodeň s volnou hladinou



Obr. 13 Geometrie dolomitizačních zón typická pro ostrovy (podle Tuckera 2001).

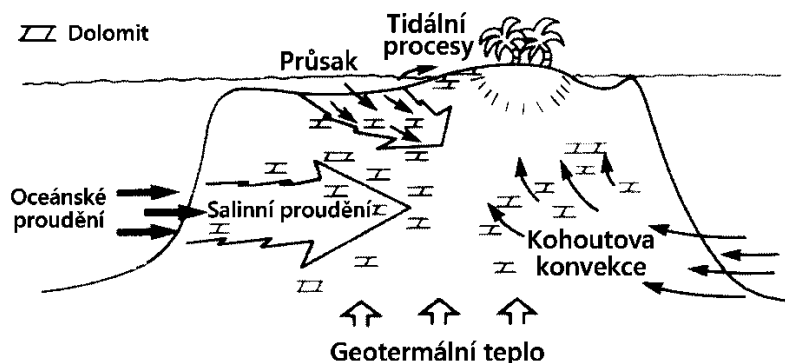
Zvodeň s napjatou hladinou



Obr. 14 Hluboká zóna mísení sladkých a slaných vod (podle Tuckera 2001).

3.6.4. Dolomitizace mořskou vodou (obr. 15)

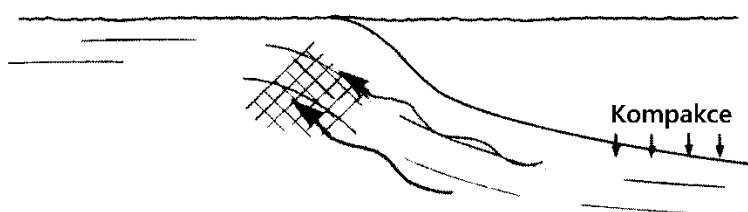
Následující model ukazuje jako příčinu vzniku dolomitů vliv mořské vody a geotermálního tepla. Pohyb vody skrze karbonátovou platformu je způsobován vícero důvody. Vliv mají hlubokooceánské salinní proudy, tidální procesy, prosakování mořské vody do podložních sedimentů vlivem tzv. Kohoutovy konvekce. Z důvodu ohřátí mořské vody prostupují fluida směrem nahoru (na rozdíl od předešlých případů, kdy fluida sestupují směrem dolů vlivem gravitace) do karbonátového tělesa a dolomitizují jej. Tento model se uplatňuje například na Floridském poloostrově (Tucker a Wright 1990).



Obr. 15 Dolomitizace mořskou vodou (seewaters model), karbonátová platforma je prostupována dolomitizačními fluidy vlivem různých fyzikálních faktorů (podle Tuckera 2001).

3.6.5. Dolomitizace pohřbením (obr. 16)

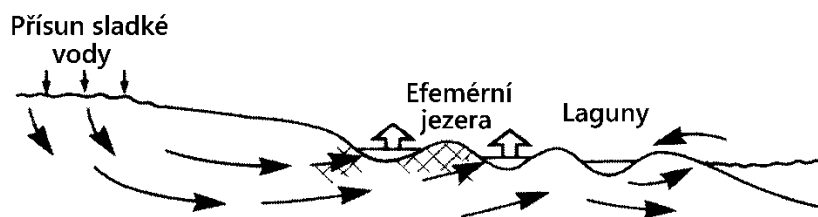
Tento model přisuzuje vznik dolomitu pohřbení vápencové formace do relativně velkých hloubek (100 a více metrů), kde má zásadní význam vysoký tlak (kompakce pelagických tmelů) stejně jako zvýšená teplota. Zdroj hořčíku je přisuzován přeměně jílových minerálů (smektity, chlority, zeolity atd.), rozkladu tmavých minerálů případně i přísunu z organické hmoty. Zdejší konátní vody se nabohacují o hořčík a dolomitizují permeabilnější prostředí. Pohyb a cirkulace hydrotermálních fluid v tomto horninovém prostředí jsou vázány především na zlomy a jiné dislokace (Tucker 2001).



Obr. 16 Dolomitizace pohřbením (Burial compaction); (podle Tuckera 2001).

3.6.6. Coorong typ (obr. 17)

Tento model pojmenovaný podle typové lokality v jižní Austrálii je zajímavý tím, že zde dochází k přímému srážení dolomitu při mísení kontinentálních hořčíkem bohatých podzemních vod se slanou vodou příbřežních efemérních jezer. Již hořčíkem bohatá voda jezer je obohacována mořským sprayem o další Mg ionty. Zároveň dochází k silné evaporaci, v jejímž důsledku vzniká supersaturovaná voda vzhledem k dolomitu. Dolomit zde nalezený se dá označit jako penekontemporánní. Tato dolomitová „hmota“ ještě není litifikovaná a struktura není dostatečně uspořádána (Flügel 2010).



Obr. 17 Znáznornění lokalit typu Coorong (podle Tuckera 2001).

3.7. Chemické složení, stopové prvky, izotopy, inkluze

Pro studium dolomitů a určení jejich geneze můžeme využít různé nástroje. Například studium stabilních izotopů (zejména C a O) může poskytnout informaci o fluidech, která dolomitizaci způsobovala. Lze tak odlišit např. mořskou či meteorickou vodu. Další informace můžeme získat ze studia fluidních inkluzí, jež jsou přímým nástrojem pro určení teplot, při kterých k dolomitizaci docházelo. Taktéž nám poskytují informace o složení fluid. Pro zjišťování substitucí v krystalové mřížce můžeme zase využít rentgenovou difrakci. Zásadní význam má ovšem stále podrobná petrologická a petrografická analýza, ostatní metody ji v zásadě doplňují. To zda je dolomit stechiometrický či nikoliv můžeme zjistit např. diferenčně termickými analýzami. Čistý dolomit se rozkládá ve dvou stupních 807 a 899 °C, železnatý ve třech a Fe-Mn dolomit ve čtyřech stupních (Skoček 1985).

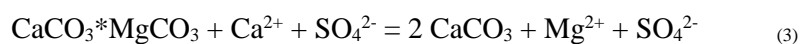
Celkové chemické analýzy dolomitových hornin poskytují pouze hrubou informaci o stupni dolomitizace a její vertikální a laterální různorodosti vzhledem ke geologické struktuře okolí. Jsou stanovovány obsahy CaO, MgO, CO₂ někdy i FeO a MnO. Vzorky se dělí na rozpustnou (karbonátovou) a nerozpustnou část. Takto lze určit váhový poměr CaO/MgO (CaCO₃/MgCO₃) a zjistit jakými hodnotami se liší zkoumaný dolomit od čistého (stechiometrického). Výsledkem bývá zjištění vyšších poměrů, což může znamenat substituci Mg vápníkem či reliktní množství sekundárního kalcitu. Vertikální změny v poměru CaO/MgO se dají interpretovat kolísáním salinity nebo výkyvy klimatu (nižší hodnoty dokládají ariditu a vyšší salinitu) působícím v době vzniku zkoumaných dolomitů (týká se to ovšem jen syngenetických dolomitů). Byla zjištěna i souvislost s množstvím CaO a menší pórovitostí (důležité pro hodnocení dolomitů jako rezervoárů uhlovodíků a podobně). Fe, Mn bývají v dolomitech vázány na terigenní materiál nebo pyrit. Zmíněné prvky a jejich zastoupení částečně odráží genetické podmínky vzniku. Ranně diagenetické dolomity se vyznačují menším zastoupením Mn a Fe. To se dá vysvětlit malou stabilitou těchto prvků ve velmi mineralizovaných solankách. V kontrastu s tím mohou být diagenetické, epigenetické a hydrotermální dolomity značně obohaceny o tyto prvky (Skoček 1985).

Ke stanovení faciálních či genetických podmínek se dají využít stopové prvky (celkově v hornině kde jejich obsah závisí na množství terigenní příměsi, autigenních minerálech a podobně, nebo v jednotlivých krystalech). Například horniny spjaté s infiltračními oblastmi podzemních vod jsou ochuzeny o stopové prvky. Jak bylo uvedeno, zvýšené obsahy Fe a Mn jsou typické pro krystaly hydrotermálních dolomitů, ale jinak jsou výjimečné. Taktéž bylo zjištěno, že rekrystalizace dolomitů v mořské vodě vede ke ztrátě Sr. Dedolomity mají tak velmi nízký obsah tohoto prvku (pod 16ppm). Byla objevena závislost obsahu Sr na velikosti zrna (čím větší zrna tím menší obsah Sr). Na základě obsahu Sr je taktéž možné odlišit ranně a pozdně diagenetické dolomity. Množství Na zase bývá úměrné koncentraci Na v dolomitizujících fluidech. Příčinou proměnlivého množství Na v jednotlivých růstových zónách krystalů je kolísání složení dolomitizačních roztoků (Skoček 1985).

3.8. Dedolomitizace

Existuje i možnost zpětné přeměny dolomitu na kalcit, jak dokazují některé chemicky čisté vápence, které se strukturou velmi podobají dolomitům. Podmínky, při nichž dochází k dedolomitizaci jsou poměrně vzácné a tak i množství kalcifikovaných dolomitů je poměrně malé. Rovnice 3 popisuje

přeměnu dolomitu v kalcit. Nezbytný je nízký poměr Mg/Ca, nízké pH a teplota a zvýšená koncentrace SO_4 a CO_2 .



Toto je možné pouze ve vadózní nebo freatické zóně. To vede k myšlence, že dedolomity jsou dokladem výzdvihu celé sekvence a jejímu následnému vystavení vlivu subaerických procesů. Jejich výskyt je také hojnější v sekvencích vzniklých za evaporitických podmínek (Gary 2009, Skoček 1985).

4. METODIKA

4.1. Terénní práce a příprava vzorků

Materiál potřebný pro tuto práci byl odebíráán ve dvou etapách v listopadu 2015 a to na 5 lokalitách: Velká Chuchle, Radotín, Prokopské údolí, Požárské lomy a Sv. Jan pod Skalou. Výchozí soubor vzorků sleduje odkryvy scyphocrinitového horizontu na traverzu paralelně s osou pražské pánve (studované lokality jsou detailně popsány v následující kapitole). Na místě odběrů byly pořízeny fotografie a vykonán byl též základní strukturně-geologický výzkum. Vzorky byly také přímo na místě označeny a následně makroskopicky popsány. Byl určen typ horniny, základní vlastnosti (barva, stavba, zrnitost), určovány případně byly i druhy fosilií a makroskopicky rozpoznatelné minerály. V případě výskytu žil došlo i k jejich makroskopickému popisu. Odebráno bylo celkem 31 vzorků. Z vhodně vybraných horninových vzorků byly vyhotoveny jak klasické leštěné nezakryté výbrusy, tak oboustranně leštěné výbrusy o síle cca 0,250 mm pro mikrotermometrická měření fluidních inkluzí. Veškeré výbrusy byly vyhotoveny v brusírně PřF UK.

4.2. Optická mikroskopie

Mikroskopické zkoumání vzorků bylo uskutečňováno v laboratoři optické mikroskopie na Ústavu geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů PřF UK pomocí optického mikroskopu značky Leica DMLP. Primární účelem bylo studium dolomitu, jeho detailní petrografická analýza včetně jeho generačního členění. Taktéž byla hledána místa vhodná pro další typy analýz a rovněž byly vytipovávány fluidní inkluze vhodné k mikrotermometrickým měřením. Obraz byl zaznamenáván pomocí CCD kamery Jenoptik za využití programu NIS Elements, fotografie byly následně exportovány do programu ImageJ, kde byly vloženy popisy a měřítka.

4.3. Katodová luminiscence (CL)

Katodová luminiscence zahrnuje emisi viditelného světla, jež je vyvolána dopadem urychlených elektronů na horninu nebo minerál (Barbin et al. 1992). Intenzita a vlnová délka emitovaného světla je závislá především na chemických prvcích obsažených ve studovaném materiálu zejména na koncentraci tzv. aktivátorů, což jsou atomy, jejichž přítomnost ve struktuře studovaného materiálu luminiscenci vyvolává. K nim patří v případě karbonátů atomy manganu (Mn^{2+}), prvků vzácných zemin a dalších. Jiné prvky, zejména železo (Fe^{2+} a Fe^{3+}), Ni^{2+} , Co^{2+} naopak luminiscenci tlumí, jsou to tedy takzvané inhibitory luminiscence (Boggs a Krinsley 2006). Metoda katodové luminiscence nachází největší uplatnění právě při studiu karbonátových hornin, kde umožňuje pozorovat zonalitu krystalů, tmelů či snadněji identifikovat fosilie a nejrůznější mikrostrukturní parametry. Na ÚGMNZ PřF UK byla k dispozici optická katodová luminiscence se studenou katodou ("Cold-stage CL") CLmk4, Cambridge Image Technology Ltd. Instalovaná na mikroskopu Leica DMLP. Zařízení zahrnuje pumpu zajišťující vakuum v boxu, v němž je uložen zkoumaný vzorek, jenž je ostřelován elektrony a řídicí jednotku. Pozorování luminiscenčního jevu u studovaných vzorků probíhalo za následujícího nastavení řídicí jednotky ($U = 14,5 - 15 \text{ kV}$, $I = 340 - 350 \mu A$)

Katodoluminiscenční studium bylo využito zejména k rozlišení kalcitové a dolomitové složky, k určení jejich plošného rozložení a celkové distribuce dolomitu. Taktéž tato metoda výrazně usnadňuje odlišení jednotlivých generací dolomitu (CL-barvy dolomitu se liší v závislosti na generaci), odhalení zonality dolomitových krystalů a zároveň umožňuje studovat mikrotrhliny či nejrůznější degradace krystalů, tedy jevy, které zůstávají bez použití této metody skryté (Machel 2000).

4.4. Fluorescence

Fluorescencenční pozorování v UV světle (360 nm) bylo prováděno na mikroskopu Leica DMLP na Ústavu geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů PřF UK. Cílem bylo odhalit přítomnost a rozložení uhlovodíkových produktů ve zkoumaném materiálu (zelená, žlutá, ale zejména modrá barva fluorescence indikovala přítomnost právě těchto organických substancí).

4.5. Optická spektroskopie

Měření probíhalo pomocí programu NIS Elements za použití mikroskopu Leica DMLP a spektrometru Avantes AvaSpec ULS 2048L-TEC. Výstupem jsou grafy znázorňující vlnové délky záření a jeho

intenzitu v jednotlivých analytických bodech o velikosti cca 0,200 mm. Spektroskopické analýzy byly využity jak při katodové luminiscenci, tak i fluorescenci za účelem odlišení dolomitu a od kalcitu, či zjišťování rozdílů mezi jednotlivými uhlovodíkovými produkty.

4.6. Elektronová mikroskopie a mikroanalýza

Výzkum probíhal v laboratoři skenovací elektronové mikroskopie na ÚPSG PřF UK, ve které byl k dispozici skenovací elektronový mikroskop značky TESCAN Vega disponující detektory BSE, SE, CL a systémy EDS (detektor X-MAX 50, Oxford Instruments) pro vyhotovování kvalitativních a kvantitativních analýz. Prvková analýza funguje na principu interakce vysoce energetických elektronů se studovaným materiálem (Chvátal 1999). Vzorčky byly pozorovány především metodou zpět odražených elektronů (BSE) jež umožňuje rozlišovat zkoumanou hmotu na základě odlišné relativní průměrné atomové hmotnosti. Množství odražených elektronů se tedy řídí atomovou hmotností studované fáze. Těžší prvky se na snímaném obraze projevují světlými odstíny šedé a oblasti tvořené lehčími prvky tmavými odstíny šedé (Prior et al. 1999). Využit byl také detektor katodoluminiscence pro studium zonality a mikrostrukturních parametrů dolomitových krystalů. Preparáty určené pro SEM byly klasické leštěné horninové výbrusy, jenž byly opatřené uhlíkovým nánosem pro zajištění vodivosti.

Účelem využití elektronové mikroskopie bylo tedy především přesné určení minerálního složení karbonátů a fázových vztahů ve zkoumaných horninových vzorcích pomocí bodových analýz prvkového složení. Dále byly na SEM pořízeny mikrofotografie za použití CL-detektoru.

4.7. Mikrotermometrická měření Fluidních inkluzí

Studium fluidních inkluzí poskytuje základní informace o fluidech zachycených během růstu krystalů, jež cirkulovala ve frakturách a podílela se tak na krystalizaci těchto minerálů. Při ochlazování již uzavřené inkluze kapalina ztrácí svůj objem, to má za následek vznik plynné bubliny. Právě tohoto faktu využíváme při mikrotermometrických měřeních FI, kdy vzorek zahříváme, až na teplotu kdy plynná bublina zmizí (homogenizuje). Tato naměřená teplota ukazuje nejnižší teplotu, kterou dolomitizující fluidum mělo v době zachycení inkluzí (tzn. růstu krystalů). Naopak při snižování teploty (vymražování) sledujeme teplotu, při které dojde k vymrznutí objemu inkluze. Tato teplota nám pomáhá při výpočtu salinity roztoku, který byl v době růstu krystalu zachycen. Fluidní inkluze mohou obsahovat i uhlovodíky či jiné nerozpustné fáze (Zachariáš 2000).

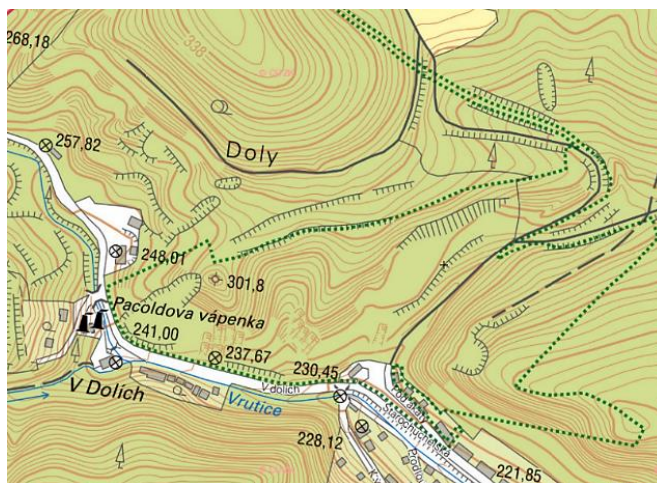
Mikrotermometrická měření probíhala v laboratoři optické mikroskopie ÚGMNZ PřF UK za použití mikrotermometrické aparatury Linkam THMSG-600 a na něj adaptovaném mikroskopu Olympus BX-50. Nejprve byly vytipovány vhodné inkluze či FIA (neporušené, se stejným stupněm zaplnění s vhodnými velikostními parametry atd.). Jednotlivé úlomky a v nich obsažené inkluze byly fotograficky zdokumentovány, byl také popsán jejich vzájemný vztah a poté byly proměřeny. Výsledky jsou prezentovány v podobě grafů znázorňující četnost jednotlivých naměřených hodnot.

5. POPIS STUDOVANÝCH LOKALIT

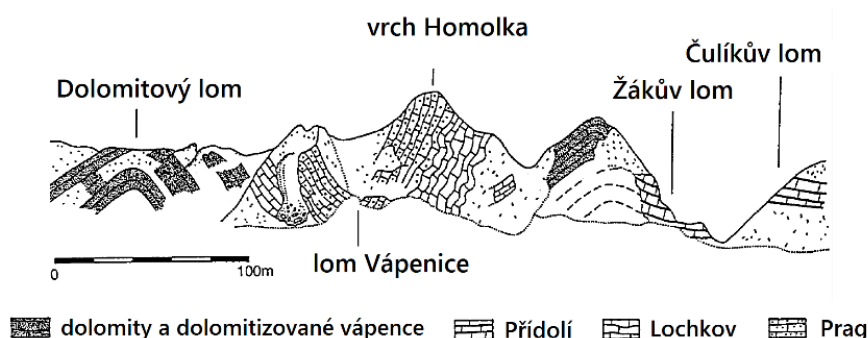
5.1. Velká Chuchle (Přídolí - PR Homolka)

PR Homolka je tvořena svahy na levém břehu Sliveneckého potoka (potok Vrutice). Její území je na jihu ohraničeno silnicí z Velké Chuchle do Slivence, na západě je omezena pozůstatky po původním dolomitovém dolu, jehož horní části s ní přímo hraničí. Na východě je omezena Chuchelským hájem a také počínající zástavbou Velké Chuchle, celá PR tak tvoří zhruba trojúhelníkový tvar, jak lze vidět na obr. 18 (Kříž 1999).

Obr. 18 (vpravo) Geografické vymezení PR Homolky (ČÚZK)

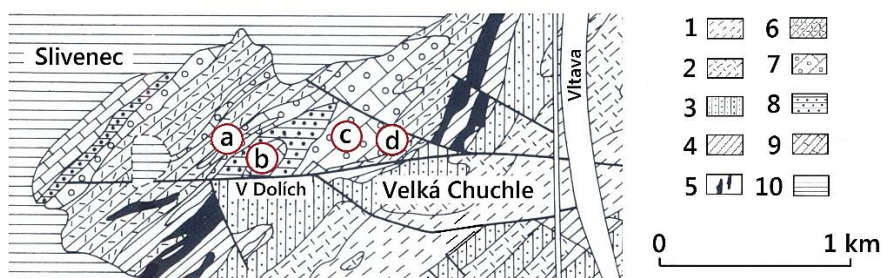


Na území PR Homolka se nacházejí 3 umělé odkryvy (obr. 19, 20), pozůstatky dřívější těžby. Stěnový lom Vápenice (b), kde je v současnosti vyznačen stratotyp lochkov/prag uznáný v roce 1989, byl v provozu mezi lety 1898 až 1949. Docházelo zde k těžbě relativně kvalitních vápenců pragu používaných hlavně k výrobě vápna ale i stavebního kamene a šterku. Podloží tvoří vápenec a břidlice lochkovského souvrství (lochkov, devon). Samotný lom byl založen v centru synklinály tvořené kalovými vápenci. Lom se nachází přímo pod vrcholem Homolka v jeho JZ části. Naproti němu dodnes stojí Pacoldova vápenka na netříděný vápenec (dnes NTP) kde se těžené vápno páliło. Stěnový Žákův lom (c) také známý jako lom V Dolích či Eurypterový lom byl založený ve svrchních partiích požárského souvrství. Vyskytují se zde deskovité laminované vápence a břidlice, leží 200 m východně od lomu Vápenice. Zdejší vápence byly využívány jako stavební kámen pro pražské chodníky (Růžička 1925). Naproti Žákově lomu se nachází stěnový Čulíkův lom (d) ve stejném souvrství a se stejnými horninami jako lom Žákův. Již mimo PR (na její SV hranici) se nachází dolomitový lom (a) k němuž patří drobné odkryvy v jeho nejvyšších etážích (vzorky BA-31/A BA-32). Tento dolomitový lom, známý jako lom V Dolech (Kříž 1999) či dolomitový lom u Slivence (Růžička 1925) sloužil k těžbě silně dolomitizovaných vápenců (původně hlavonožcových a krinoidových) a dolomitu. Těžený materiál pocházel z nejsvrchnějších poloh přídolí (svrchní silur) a bazálních poloh lochkovu (spodní devon). Těžba probíhala již před rokem 1900 a ustala v 60. letech 20. století, což z něj činí jediné ložisko dolomitu v ČR, které bylo takto intenzivně využíváno (Kříž 1999). Dolomit byl těžen zejména pro kladenské hutě a Vítkovické železářny. Od roku 1912 jeho těžbu zajišťovala Pražská železářská společnost (Růžička 1925) a následně n. p. železoruďné doly Nučice. V počátku se těžil vrchol antyklinály (obr. 19) s prudce skloněnými rameny (70° - 80°) v povrchových jámách, později došlo i k podpovrchové těžbě štolami v 6 etážích. Přírodní odkryvy v PR jsou prezentovány skalním svahem na levé straně Sliveneckého potoka mezi lomem Vápenice a Žákovým lomem (vzorky BA-43, 44, 45).



Obr. 19 Řez studovanou lokalitou, dolomitizované horniny vystupují ve dvou částečně odtěžených antiklinálách a také na svahu mezi vrchem Homolka a Žákovým lomem, svrchní přídolí spodní lochkov (Suchý et al. 1996).

Nejstarší horniny pocházejí ze svrchního ordoviku přesněji kosovského souvrství, v nadloží jsou graptolitové břidlice motolského souvrství (wenlock, spodní silur) s mocnou intruzí bazaltu. Styk silur-devon je z největší pravděpodobnosti tektonického původu, vyvolaný poklesy. V tektonickém nadloží jsou JJZ až Z od Čulíkova lomu břidlice kopaninského souvrství (ludlow, svrchní silur) a stejně jako graptolitové břidlice motolského souvrství se stýkají na severním okraji v JV části PR tektonicky s vápenci a břidlicemi požárského souvrství (přídolí, svrchní silur). Následuje tedy požárské souvrství (kdysi označované jako přídolské) jež vychází na povrch v Žákově na západě a Čulíkově lomu na východě. Proniká tedy po obou stranách tohoto údolí. Úklony vrstev jsou značně proměnlivé, v Čulíkově lomu téměř vodorovné v Žákově lomu se SZ úklonem. Výskyt vyšších poloh požárského souvrství odpovídá graptolitové bizóně *Monograptus transgrediens*. Hranice s nadložním lochkovským souvrstvím (devon) je odkryta štolami dolomitového dolu, jinak je povětšinou zakryta sutěmi. Právě tyto hraniční vrstvy přídolí-lochkov jsou nejvíce dolomitizovány. Zejména to platí o přechodné části tzv. scyphocrinitovém horizontu a podložní lavici s hlavonožci. Báze lochkovského souvrství je překryta slabou vrstvou intraformačních brekcií, tvořenou relativně ostrými neopracovanými úlomky světlešedého zrnitého vápence v šedočerné základní hmotě. Spodní polohy lochkovského souvrství tvoří černošedé deskovité vápence s vložkami břidlic (tmavých a vápnitých). Mocnost lavic je 10-20 cm. Výše se objevují světlejší zrnitější vápence s tentakulity a další faunou. Nejvyšší polohy lochkovu tvoří dobře vrstevnaté, světle šedé, deskovité vápence, často obsahující rohovce a různé organické složky. Následuje nadložní pražské souvrství (prag, stratigrafická hranice v lomu Vápenice). Spodní část pražského souvrství je vyplněna hlízatými šedými jemnozrnnými vápenci, které směrem do nadloží přechází do šedých a jemnozrnných kalových vápenců (Kříž 1999).

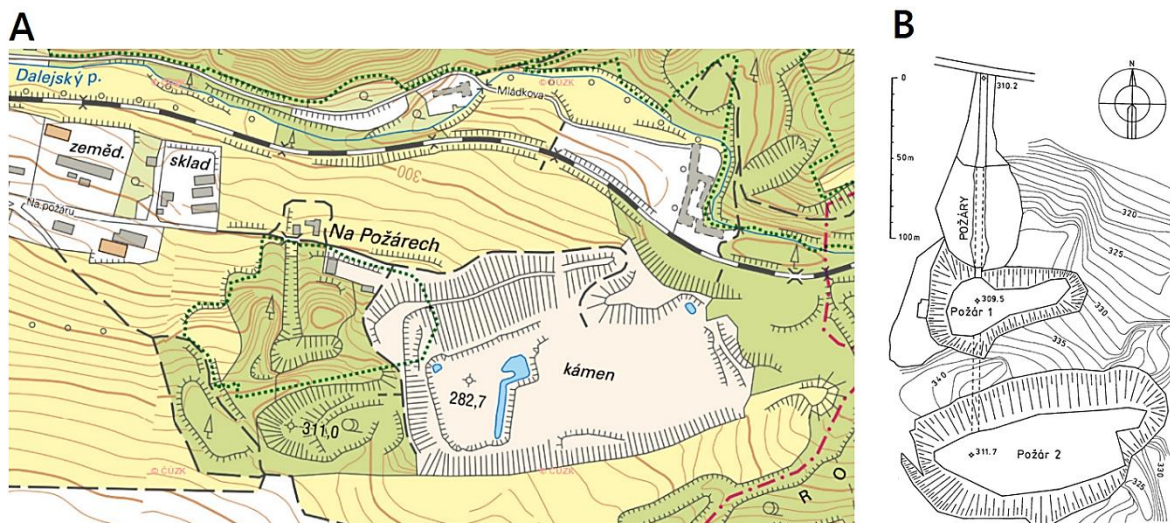


Obr. 20 Geologická mapa okolí Velké Chuchle (a: dolomitový lom, b: lom Vápenice, c: Žákův lom, d: Čulíkův lom) 1,2,3 ordovik: 1) bohdalecké souvrství, 2) královské souvrství, 3) kosovské souvrství; 4,5,6,7 silur: 4) sedimenty liteňského souvrství, 5) diabasy, 6) kopaninské souvrství, 7) přídolské souvrství; 8,9 devon: 8) vápence lochkovu, 9) vápence pragu; 10) svrchní křída a neogén (podle Chlupáče 1993)

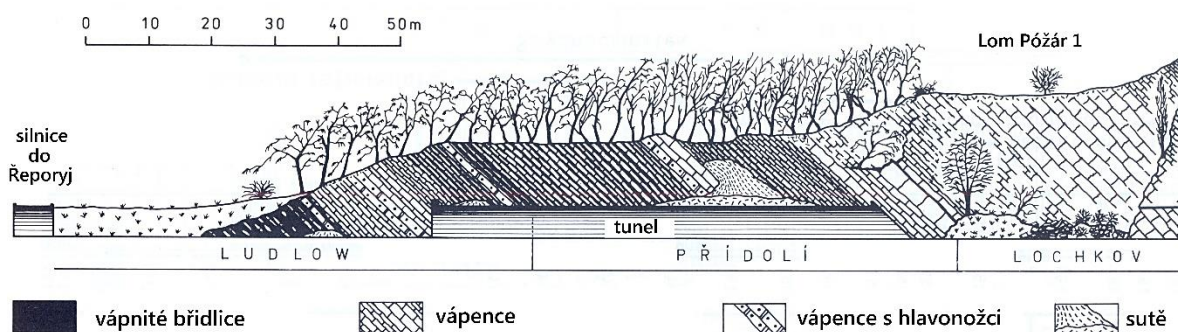
5.2. Požárské lomy

Národní přírodní památka Požáry se nachází na jižní části Dalejského údolí mezi Řeporyjemi (asi 1 km od jejich centra) a Slivencem (obr. 21-A)

NPP Požáry tvoří jámový lom Požár 1, přístupový zářez s tunelem vybudovaným v roce 1930 ústícím do jeho severní stěny a nejbližší okolí (obr. 21-A). V zářezu je vyznačen mezinárodní hraniční stratotyp, oddělení přídolí uznány v roce 1984). Požár 1 sloužil k těžbě masivních zrnitých vápenců s vyšším obsahem CaCO_3 spodních částí lochkovského souvrství a materiál zde získávaný sloužil k výrobě cementu, vápna a také byl určen k nejrůznějším sklářským a chemickým účelům. Jižně od lomu Požár 1 je větší lom Požár 2, který je s prvním propojen štolou (Požár 2 již není zahrnut do NPP (obr. 21-B). Těžba v lomu Požár 1 byla ukončena již před II. sv. válkou, v lomu Požár 2 ustala až koncem 40. let 20. století. Až do té doby byl využíván i přístupový tunel se zářezem. Odvoz materiálu byl řešen pomocí úzkorozchodné tratě s lokomotivami na naftový pohon, které projížděly právě přístupovým tunelem do Požáru 1 a následně štolou do Požáru 2. Provozovatelem lomu byly České cementárny a vápenice, závod Řeporyje. Po ukončení těžby, byl lom Požár 2 zpřístupněn také přes východní stěnu a využíván k různým účelům (Kříž 1999).



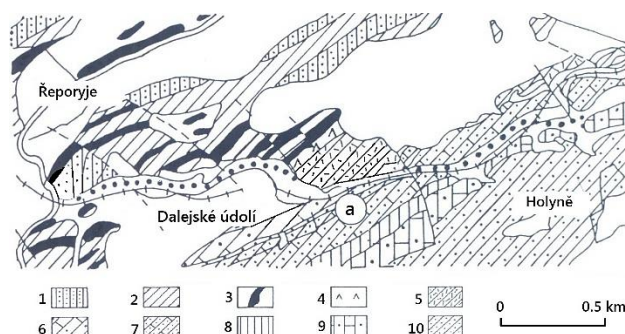
Obr. 21 A) Umístění požárských lomů a vymezení NPP Požáry (ČÚZK) **B)** vzájemná poloha a propojení lomů požár 1 a Požár 2 (podle Kříže et al. 1986)



Obr. 22 Geologický profil požárského souvrství na Požárech (podle Kříže et al. 1986)

V přístupovém zářezu (obr. 22) jsou odkryty rezavě hnědé tufitické břidlice s čočkami a konkracemi šedých vápenců patřících do kopaninské souvrství následované 130 cm mocným horizontem s trilobitami *Metacalymene baiely*. V nadloží tohoto horizontu jsou ramenožcové vápence (vrstvy 33-34) a dále krinoidové vápence. Nejhořejší části kopaninského souvrství tvoří tence vrstevnaté, většinou tmavě šedé vápence s vložkami vápenných břidlic s trilobitem *Prinopelites archiaci*. Hlavonožcový vápencový horizont s mocností až 100 cm je tvořený šedým až černošedým jemnozrnným až zrnitým vápencem

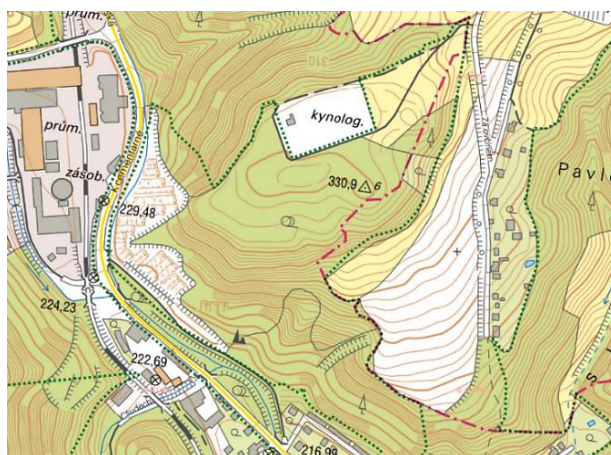
(Kříž et al. 1986). Výše se již nachází požárské souvrství (vzorek BA-58,59, vrstvy 89, 90). Typické jsou zde šedé až šedočerné jemnozrnné vápence s vložkami vápnitých břidlic. Základna přídolí je určena prvním výskytem graptolita *Monograptus parultimus* (vrstva č. 96). Požárské souvrství je z většiny charakterizováno jemnozrnnými laminovanými vápenci s vložkami vápnitých břidlic a vyjímečnými polohami značně zrnitých vápenců bohatými na úlomky fauny. Nadloží tvořené několika mocnějšími lavicemi tenké vrstevnatých hnědošedých jemnozrnných vápenců obsahuje úlomky kalichů lilijice *Scyphocrinites elegans*. Nejsvrchnější části přídolí hojně obsahují trilobita *Tetinia minuta* (vrstva 158). Devonské vápence (lochkov) jsou ve své základně charakterizovány mimo jiné masivním výskytem lilijice *Scyphocrinites*. Světle zrnité krinoidové vápence přecházející směrem do nadloží do šedých jemnozrnných vápenců s rohovci (přístupová štola k Požáru 2).



Obr. 23 Geologická mapa Dalejského údolí (a: Lomy Požár 1 a 2); 1) kosovské souvrství, svrchní ordovik; 2,3,4,5 silur: 2) liteňské souvrství, 3) diabasy, 4) pyroklastika kopaninského souvrství, 5) vápence kopaninského a přídolského souvrství; 6,7,8,9,10 devon: 6) vápence lochkovu, 7) vápence pragu a zlíchova, 8) dalejské břidlice, 9) třebotovské a chotěčské vápence, 10) srbské souvrství; kvartérní pokryvy bez šrafy (podle Chlupáče 1999)

5.3. Radotín

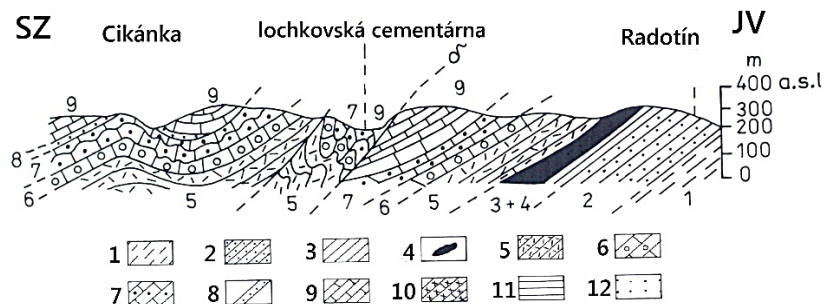
Radotínské skály tvořící PP se rozkládají na SV svazích Radotínského údolí od jeho ústí až k lochkovské cementárně. PP se dělí do tří částí, nejjihnější oddělená od zbylých dvou radotínskou zástavbou je ohraničena ulicí V Edenu na Z a ulicí K Cementárně na JZ a náleží do JZ části svahu Malý háj. Západně od předchozí, oddělená ulicí V Edenu leží část druhá zaujímavější část bývalého lomu (kde byl těžen bazalt) a jeho nejbližší okolí. Hranice třetí (severní) části PP určuje těleso bývalé úzkokolejné dráhy, na jihu silnice vedoucí do Lochkova a na severu cvičiště pro psy. Tato část PP zabírá vápencový lom Lochkov Na SV i vrchol kopce Na Karlíně (330 m n.m.). Na JV PP pokrývá svahy Radotínského údolí (obr. 24).



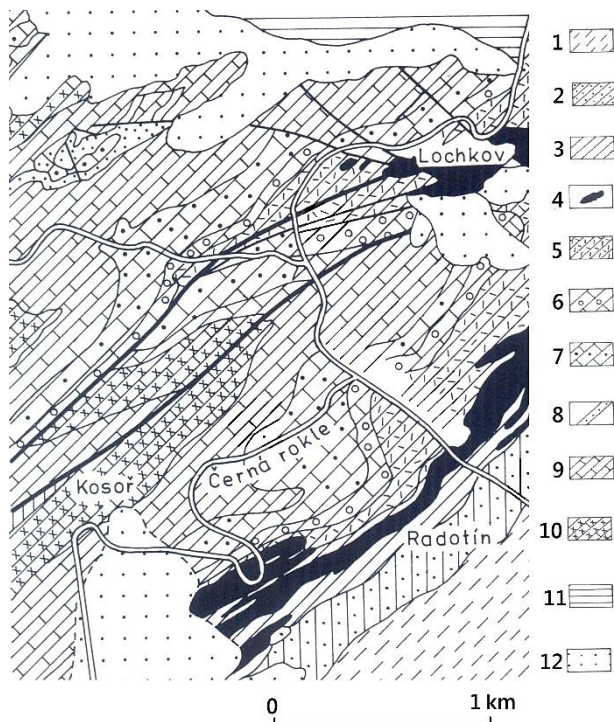
Obr. 24 Vymezení PP Radotínské skály (ČÚZK)

V nejjihnější (oddělené) části PP se nachází stěnový Šenkův lom založený v jemnozrnných pískovcích a křemencích kosovského souvrství. Zdejší křemencové lavice se těžily jako stavební kámen již před II sv. válkou (je zde odkryta i spodní část kosovského souvrství a to v zářezu, který zbyl jako torzo po úzkorozchodné trati. Severozápadním směrem, 400m odtud leží bazaltový lom V Edenu, provozovaný Českými cementárnami a vápenicemi. Na SV pod vrchem Na Karlíně leží lom Lochkov jenž sloužil k těžbě vápenců (dvorecko-prokopských pražského souvrství) určených k výrobě cementu. Část lomu směřuje k JV, kde odkrývá hranici mezi lochkovem a pragem. Nejsvrchnější polohy lochkovského souvrství složily jako zdroj černé chodníkové mozaiky. Od počátku těžby (1848) byl provoz lomu

zajišťován radotínskou cementárnou, těžba zde ustala v 50. letech. Další důležité místo této lokality je tzv. antipleurová rokle kde je hranice mezi přídolí (svrchní silur) a lochkovem (spodní devon). Zde byl odebrán vzorek BA-57. Tato část sloužila ke sběratelským účelům, hlavně zmíněná antipleurová vrstva s četným fosiliemi hlavonožců a mlžů (Kříž 1999).



Obr. 25 Geologický profil lochkovského okolí. 1,2 ordovik: 1) jílové břidlice svrchního ordoviku, 2: kosovské souvrství; 3,4,5,6: silur: 3) liteňské souvrství, 4) diabasy, 5) kopaninské souvrství, 6) přídolské souvrství; 7,8,9,10 devon: 7) lochkovské souvrství, 8) slivenecké vápence pragu, 9) dvorecko-prokopské a řeporyjské vápence pragu, 10) zlíchovské souvrství; 11 svrchní křída, 12) terciární sedimenty, σ- směrný přesmyk (podle Chlupáče 1999)



Obr. 26 (vlevo) Geologická mapa okolí Radotínského údolí (legenda stejná jako u obr. 25)

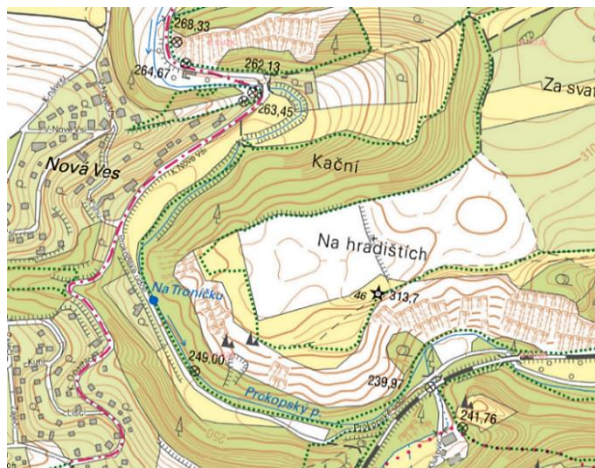
Svrchní polohy královédvorského souvrství, tvořené šedo zelenými jílovitými břidlicemi, jsou nejstarší vrstvou této lokality odkrytou při stavbě úzkorozchodné trati. V Šenkově lomu na ni nasedá 1 m mocná slepencová vrstva kosovského souvrství (kosov, ordovik). Následuje 30 cm tenkých poloh slepenců, jež střídají šedo zelené břidlice, které přechází do zhruba 80 cm mocné polohy šedo zelených břidlic. Nad nimi jsou uloženy jemnozrné pískovce a křemence. Souvrství tvořené především křemencovými lavicemi je 15 m mocné. Odkryto v tomto lomu je ještě 6 m nadloží s převahou břidlice s tenkými vložkami pískovců. Další výchozy jsou součástí svrchních poloh lithlavského souvrství (llandover, spodní silur - okolí ulice V Edenu). Graptolit *Spirograptus turrculatus* indikuje

bazální polohy tohoto souvrství. Motolské, nadložní souvrství není odkryto, až na malé části u bazaltové ložní intruze těžené v lomu V Edenu (motolské souvrství, spodní silur). Následující nadložní vrstvy siluru pokračují až za ústím Slavičího údolí a jsou tvořeny středními polohami kopaninského souvrství (ludlow, svrchní silur). Budují je silně navětralé hnědavě zbarvené vápnité břidlice s relativně velkými konkréty jemnozrných černošedých vápenců (obsahují málo zkamenělin, hlavně ostrakod *entomozoe migrans*). Sled pokračuje až vyššími polohami požárského souvrství (přídolí, svrchní silur) a to právě v antipleurové roklí, jež dělí svah na 2 části. Svrchní partie požárského souvrství jsou tvořeny šedohnědými vápnitými břidlicemi s polohami šedočerných jemnozrných vápenců. Na tututo vrstvu nasedá 80-100 cm mocná lavice krinoidového vápence patřícího již do spodních poloh lochkovského souvrství tzv. profil U topolů (Chlupáč 1999). Na ní nasedá 30-40 cm mocná vrstva šedého a jemnozrného vápence obsahující obrovské množství úlomků schránek živočichů (mlžů a hlavonožců). Právě tato je označována jako antipleurová vrstva (podle

Antipleura bohémica). Nadloží lochkovského souvrství tvoří souvrství pražské (spodní devon) obsahující ve své bázi dvorecko-prokopské vápence s vložkami šedých vápnitých břidlic. Směrem vzhůru se značně mění složení fauny, což je nejspíše důsledek změny sedimentačních podmínek v minulosti. Výše položené vápence tohoto souvrství se těžily pro potřeby zdejší cementárny.

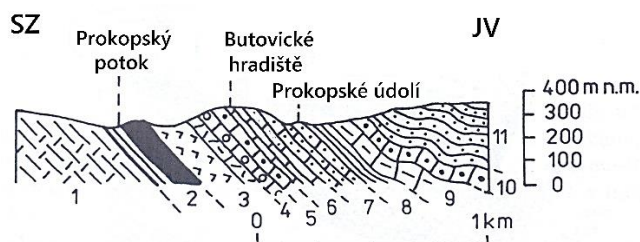
5.4. PR Prokopské údolí (Butovické Hradiště)

Tato PR se nachází v jižní části Prahy mezi Butovicemi a Klukovicemi, na západě je ohraničena Novou Vsí a na východě až Hlubočepy. Na severu je ohraničena prokopským potokem, na jehož levém břehu se rozkládá. Přírodní park Prokopské a Dalejské údolí tvoří dohromady jeden celek několika navzájem oddělených částí: Hemrovy skály, Svahy pod Butovickým hradištěm, Albrechtův vrch, Ostruha, Novoveská rokle, Dalejský háj, Prokopská skála, svahy mezi Lomy u jezírka a Děvínem. Obr. 27 ukazuje západní část PR s Butovickým hradištěm. Území je povětšinou tvořené přírodními skalními výchozy. Taktéž jsou zde ale patrné pozůstatky po těžbě vápenců a bazaltů (vyčteny níže).



Obr. 27 Vymezení západní částí PR (ČÚZK)

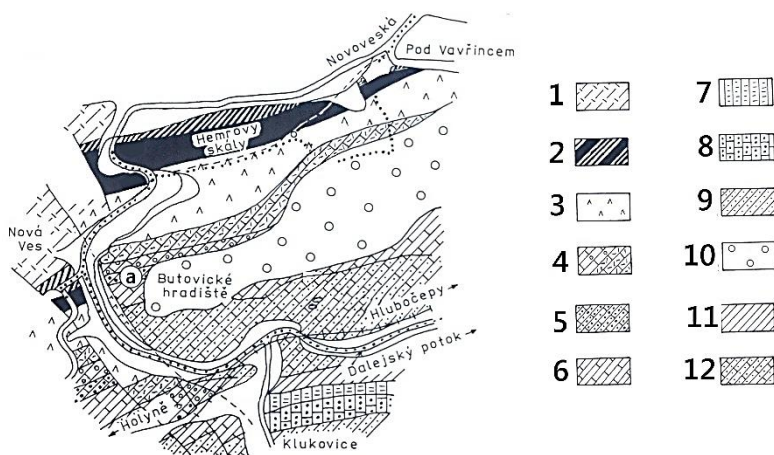
Lom Kačn (sloužil pro těžbu bazaltů), sběratelské jámy Na Břekvici (probíhal zde sběr hlavonožců), zářez odkrývající motolské souvrství vzniklý při stavbě retenční nádrže, Kovářovic mez (kopaninské souvrství), Novoveská rokle (kosovské souvrství, ordovik), Klukovický lom (JZ Butovického hradiště jenž sloužil k těžbě vápenců zlíčovského souvrství), Prokopský lom (vznikl spojením několika předchozích lomů a prokopáním Prokopské jeskyně a je největším umělým odkryvem v PR, zasahuje svrchní polohy pražského souvrství a spodní polohy zlíčovského souvrství. Těžili se zde vápence na stavební kámen a pro výrobu vápna). Dále jsou to lomy U Bašty, Lomy u jezírka, lomy pod Vysokou, starý opuštěný lom, opuštěné lomy na Dlouhém hřbetu, stěnový lom v ústí Děvínské rokle a Rokle u studánky Karlštejnka. Výše vyjmenované útvary jsou dokladem bohaté těžby či různých výzkumných a stavitelských prací na tomto území. Přírodních odkryvů je taktéž mnoho a uvádí je například (Kříž 1999). Jsou jimi například skalní výchozy na S straně Butovického hradiště, kde byl odebrán vzorek (BA-57).



Obr. 28 Profil mezi Butovicemi a Klukovicemi 1. svrchní ordovik; 2,3,4 silur. 2) graptolitové břidlice, diabas pyroklastika liteňského souvrství, 3) pyroklastika kopaninského souvrství, 4) vápence kopaninského a přídolského souvrství; 5,6,7,8,9,10,11 devon: 5) lochkov, 6) prag, 7) zlíčov, 8) dalejské břidlice, 9) třebotovské vápence, 10) chotečské vápence, 11) srbské souvrství (podle Chlupáče 1999)

V území Prokopského údolí jsou zastoupeny horniny od kosovského souvrství svrchního ordoviku do srbského souvrství středního devonu. Ordovik je pokryt na Albertově vrchu a v Novoveské rokle (kosovské souvrství) profil je tvořen prachovitými břidlicemi, jež se střídají s vložkami křemitých pískovců. Nadloží je tvořeno 140 cm mocnou polohou masivních jemně slídnatých jílovců o mocnosti 1,3 m. Další horninový sled je tvořen 15 cm mocnou vrstvou odvápněného prachovitého vápence

s bohatou faunou, dále 10 cm břidlic a 300 cm zelenošedých slídnatých břidlic. Základ siluru je tvořen 140 cm silnou vrstvou tenkých tufitových a jílovitých vrstviček (navzájem se střídajících), obsahujících silurské graptolity. Nadloží je tedy tvořeno černými graptolitovými břidlicemi, v jejich vyšších polohách jsou obsaženy vložky jemnozrnných vápenců. Vrstvy tvořené tufem odpovídají vulkanické činnosti řeporyjského vulkanického centra. Nad těmito vrstvami je až 20 m mocný bazaltový výlev. Tato efuziva následuje tenká vrstva vápnitých břidlic. Vulkanické produkty stratigraficky odpovídají graptolitovým zónám nejvyššího wenlocku. Vystupují od lomu Kační k Hemrovým skalám a na Z svahu Butovického hradiště (celkem 4 generace vulkanoklastik). V nejsvrchnějším wenlocku došlo k ukončení vulkanické činnosti a docházelo k usazování tufitických břidlic 870 cm a 50 cm břidlic s vápencovými konkréciemi. Následuje 7 cm jemnozrnného černošedého vápence řadících se již do spodního ludlowu. Kopaninské souvrství pokračuje 65-70 m mocným profilem hnědošedých, světle navětralých tufitických břidlic s 5-15 cm mocnými polohami zrnitých šedých vápenců. Nejvyšší části tohoto souvrství jsou pak tvořeny různými typy vápenců (hlavně masivními s hlavonožci a trilobity, jež jsou odkryty na S svahu Butovického hradiště a dosahují mocnosti až 20m); (Kříž 1999).



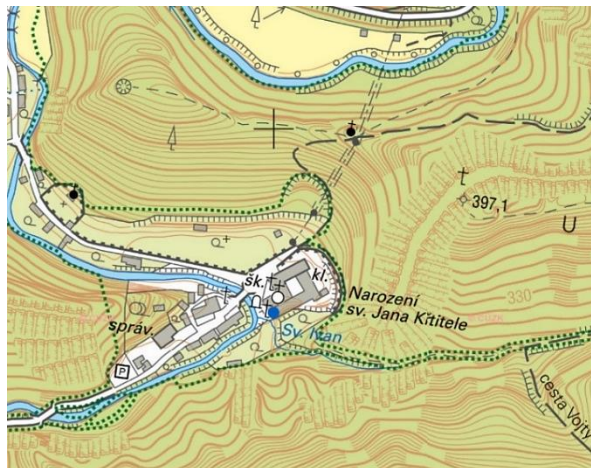
Obr. 29 Geologická mapa okolí Nové vsi a Klukovic (a: místo odběru vzorku); 1. svrchní ordovik; 2) liteňské souvrství s žilami a příkrovy diabásů a pyroklastik; 3) pyroklastické horniny spodní části kopaninského souvrství; 4) vápence kopaninského a přídolského souvrství; 5) lochkovské vápence; 6) vápence pragu; 7) zlíchovské vápence; 8) dalejské břidlice; 9) třebotovské vápence; 10) chotečské vápence; 11) srbské souvrství; 12) křídové a terasové uloženiny (podle Chlupáče 1993)

Hranice ludlow-přídolí je nejlépe pozorovatelná na SZ svahu Butovického hradiště. Požárské souvrství dosahuje mocnosti až 40 m, jehož vyšší části jsou tvořeny masivními světlými a zrnitými vápenci s krinoidy (vzorek BA-62/B). Silur-devonská hranice je ve svém základu prezentována světle šedými hlíznatými vápenci s podružnými vložkami břidličnatých vápenců až břidlic, jsou zde patrné tenké polohy s články lilijí *Scyphocrinite*. Tato část dosahuje mocnosti až 4 m. Nad ní leží 100 cm mocná vrstva (značená číslem 13) je tvořena částečně dolomitizovanými vápenci. Bázi devonu (lochkov) značí výskyt trilobita *Warburgella rugosa*. Tato 6 m mocná vrstva je tvořena narůžovělými masivními vápenci (vespod obsahujícími lilijice *Scyphocrinites*); (Chlupáč et al. 1972). Lochkovské souvrství dosahuje mocnosti kolem 60 m a nejlépe je vyvedeno na Z okraji Butovického hradiště, je tvořeno například šedými krinoidovými vápenci, či tmavě šedými vápenci s černými rohovci. Pražské nadloží je ve své bázi tvořené hrubě zvrstvenými načervenalými sliveneckými vápenci, výše do nadloží je více přítomna kalová složka a původně krinoidové vápence přecházejí do tence deskovitých kalových loděnických vápenců (celkem 15 m). Celková mocnost řeporyjských a kalových dvorecko-prokopských vápenců je okolo 60 m. Následuje zlíchovské souvrství ostře nasedající na pražské. Zlíchovské souvrství se skládá z 30 m intraformačních brekcí tvořících lavice a špatně vytříbených zrnitých vápenců s rohovci (tato facie se nazývá jako korálový obzor od Kapličky). Směrem do nadloží mizí zrnité vápence a převládají kalové, místy hlíznaté vápence s rohovci. Nejvyšší část zlíchovského souvrství je tvořena světle šedými kalovými, jemnozrnnými vápenci bez rohovců.

Celková mocnost tohoto souvrství je 70-80 m. Následuje dalejsko-třebotské souvrství (hlavně šedozelené dalejské břidlice s tentakulity či červenavě až tmavě šedé a žlutošedé polohy kalových vápenců). Nadloží je tvořeno chotěčským souvrstvím (eifel), následované souvrstvím srbským (zelenošedé, prachovité, slídnaté břidlice s vložkami pískovců); (Kříž 1999).

5.5. Sv. Jan pod Skalou

Území zahrnující oblast Sv. Jana pod Skalou je zahrnuta do NPR Karlštejn. Samotý masív s vrcholem ve výšce 397 m n.m. se nachází mezi Berounem a Bubovicemi zhruba 1500 m jižně od obce Vráž nad potokem Loděnice (Kačáku), který protéká tímto krasovým údolím (obr. 30).



Obr. 30 (vpravo) Umístění masivu Sv. Jan pod Skalou (ČÚZK)

Odkryv sladkovodních vápenců (pěnovců) ve Svatém Janu se nachází přímo za budovou zdejšího kláštera a patří k nejmocnějším akumulacím tohoto typu u nás. Krasový pramen vytvořil při vývěru 70 m dlouhou, 80 m širokou a více jak 12 m vysokou kaskádu tvořenou pevným pěnovcem až travertinem. Za těmito kaskádami bylo menší jezero, ve kterém docházelo k ukládání písčitých rozpadavých pěnovců s čůčkami jezerních vápenců i jiných specifických uloženin. Travertiny se tvořily zejména v teplém a vlhkém období holocénu (atlantik). Výše ležící polohy zemitéch i pevnějších pěnovců jsou následovány půdami a sutěmi, které odráží vlhčí a sušší období ve vyšším holocénu (epiatlantik a subboreál). Tyto vrstvy vycházejí na povrch ve starším lomu. V subrecentní době již karbonátová sedimentace pozvolna ustávala a následně docházelo k erozi (subrecent) jejímž důsledkem vznikly jeskyně vytvořené procesem tzv. subroze. Období středního a vyššího holocénu je prezentováno opěrným stratigrafickým profilem jdoucím napříč holocenními sladkovodními vápenci. Skála vypínající se nad Sv. Janem je tvořena lavicovitými spodnodevonskými vápenci (kotýské vápence, lochkov), jejichž podloží je silně dolomitizované (tvořeno vápenci přídolského souvrství); (Chlupáč 1999).

6. VÝSLEDKY

6.1. Mikroskopické studium - popisy vzorků

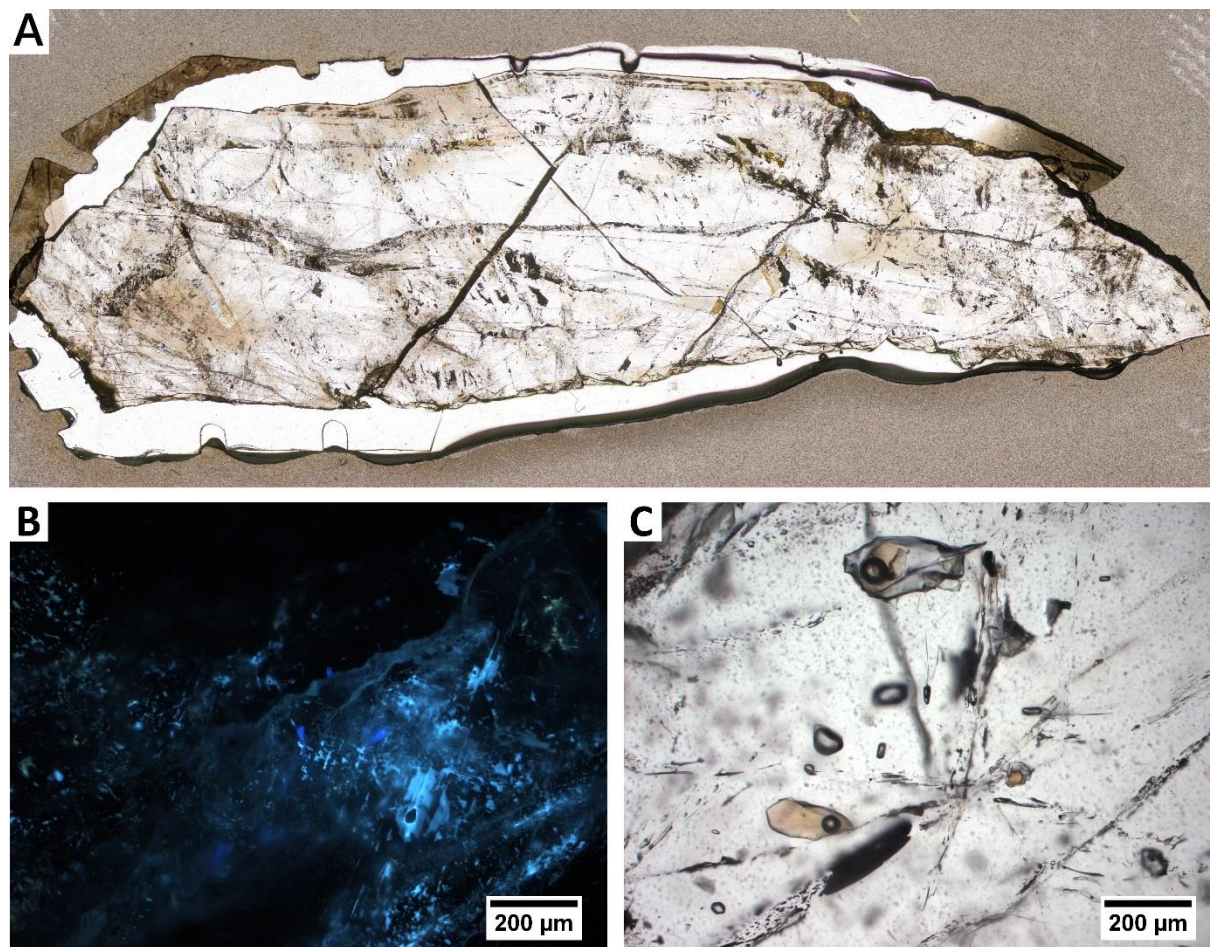
Tato kapitola představuje a sumarizuje data z klasické optické mikroskopie, optické katodové luminescence, fluorescence v UV světle a elektronové mikroskopie. Cílem bylo detailně popsat jednotlivé horninové vzorky a v nich obsažené minerály, prioritně samozřejmě dolomit. Následně určit genetické vztahy mezi různými generacemi dolomitu a provést jejich základní charakterizaci. Ze zjištěných poznatků byl následně sestaven ucelený petrografický popis vzorků.

6.1.1. Lokalita: Velká Chuchle (Přídolí - PR Homolka) vzorky: BA-31A, BA-32, BA-43, BA-44, BA-45

BA-31A

Vzorek odebraný ze západní, horní části dolomitového lomu je tvořen monokrystalem křemene (přibližně 2*4cm) vyrostlým v kaverně v dolomitu. Křemen je světle žlutě až hnědě zbarvený.

Při pohledu na zhotovený výbrus vidíme masivní homogenní zrna křemene (obr. 31-A), které je na mnoha místech postiženo většími frakturami. Zjevně nápadné jsou světlehnědě zbarvené oblasti, které jsou v přímém kontrastu s průzračnými místy. Takto zbarvené partie ukazují nepřímo na přítomnost uhlovodíků (a jiné organické hmoty), což bylo následně potvrzeno použitím fluorescenčních metod (obr. 31-B). Na základě spektroskopických analýz (kapitola 6.4.) byly v tomto vzorku rozlišeny 3 rozdílné typy ropných produktů.



Obr. 31 A) Scan vzorku BA-31A s výraznými hnědě zbarvenými oblastmi značící vyšší koncentrace uhlovodíků a šedými oblastmi dokládajícími kumulaci velkého množství drobných fluidních inkluzí (spodní strana obrázku: 4 cm) **B)** Fluorescence projevující se v centrální části křemenného zrna při pohledu v UV světle, oblasti

s různými odstíny modré ukazují rozložení uhlovodíkových produktů C) Okrajová část krystalu zachycující různé typy fluidních inkluzí velkých rozměrů

Tento vzorek také obsahoval velké množství fluidních inkluzí rozmanitých rozměrů, tvarů, typů a generací (obr. 31-C). Velikost inkluzí se pohybovala v rozmezí od 1 μm u nejmenších až do 290 μm u největších. Byly pozorovány 3 typy inkluzí: dvoufázové kapalinou bohaté (ropné), dvou-tří fázové kapalinou bohaté (ropa+H₂O), dvoufázové plynem bohaté (ropné). Výsledky mikrotermometrických měření a detailnější popis inkluzí je uveden v kapitole (6.5. Studium fluidních inkluzí).

BA-32

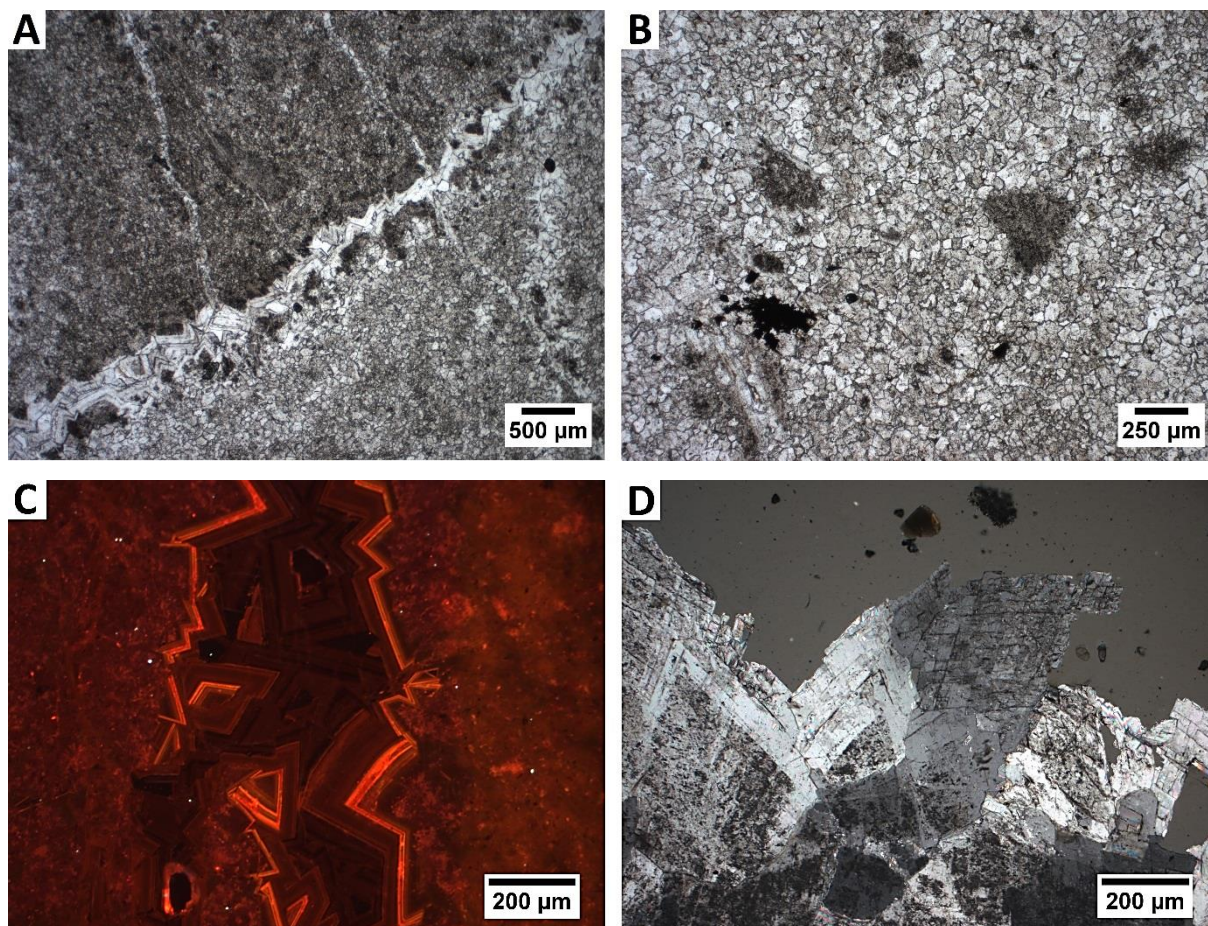
Vzorek pocházející ze stejného místa jako předchozí (BA-31A). Jeho makroskopický vzhled lze popsat jako masivní homogenní šedý dolomit.

Při podrobnějším mikroskopickém pohledu ovšem můžeme pozorovat nápadné rozdíly v jednotlivých částech výbrusu. Celý vzorek je silně dolomitizován. Dolomit zaujímá přes 95% hmoty vzorku, zbylá procenta připadají na organickou hmotu koncentrovanou do mezikrystalových prostor a póry. Ve výbrusu lze také nalézt akcesorické množství pyritu, který je částečně přeměněn na oxidy Fe. Na první pohled je nápadné, že se zde vyskytují polohy středně hrubozrnného světle zbarveného dolomitu a polohy středně hrubozrnného tmavě zbarveného dolomitu, jež jsou navzájem odděleny pozdější mocnou dolomitovou žilou (Obr. 32-A) tvořenou zjevně odlišným typem dolomitu. Tmavé partie dolomitu se také nápadně často vyskytují v okolí bývalých dutin, ve kterých je vykrystalizován pozdější dolomit typově i generačně shodný s dolomitem v žilách. Většinový „matriční“ dolomit tvoří xenotopickou mozaikovitou strukturu se subhedralními a anhedralními krystaly (krystaly tedy povětšinou nemají vlastní krystalové tvary a těsně k sobě přiléhají). Velikost krystalů je multimodální, tedy v poměrně širokém rozmezí 50 μm až 300 μm . Krystaly jsou šedě zakalené. Vyjimku tvoří dolomitizované bio/litoklasty, které si zachovávají svůj specifický tvar, tmavší odstín a jemnozrnnější dolomikritovou strukturu (obr. 32-B, 33-A). Oproti okolnímu dolomitu také mají výrazně sytější a jasnější luminiscenční barvy. Řidčeji zastoupený dolomit je vázán na dutiny a žíly různých mocností prostupující matriční dolomit. Tvoří větší (od 450 μm do 1100 μm), čistší někdy mléčně zakalené krystaly srpovitě zakřivených tvarů. U nichž lze pozorovat undulózní zhášení (Obr. 32-A, C, D).

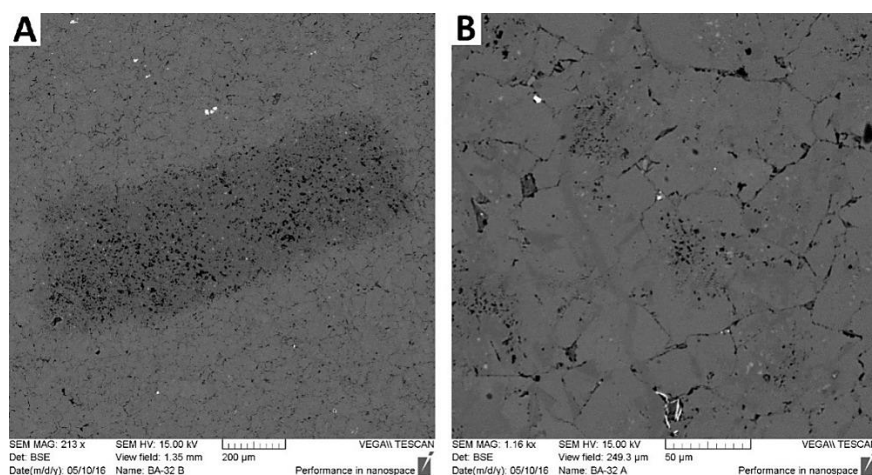
V tomto vzorku lze tedy rozlišit 3 typy dolomitu: dřívější, tvořící základní hmotu celého vzorku s xenotopickou strukturou. Dále dolomikrit vzniklý dolomitizací bio/litoklastů a pozdější dolomit vykrystalizovaný v trhlínách a dutinách, který svými parametry (vzhledem, tvarem a velikostí krystalů) odpovídá dolomitu sedlovému.

Ze zjištěných poznatků lze utvořit celkový obraz událostí, které zkoumaný materiál postihly. Původní materiál nejprve postihla masivní dolomitizace, jejímž výsledkem byl matriční dolomit D1, následně došlo ke krystalizaci dolomitu D2 v mezikrystalových prostorech. Poté vznikly fraktury vyhojené dolomitem D3 a D4. Nejpozdější jsou fraktury vyplněné dolomitem D5 přetínající veškeré ostatní struktury.

Sukcese: dolomit D1 > dolomit D2 > dolomit-D3 > dolomit D4 > dolomit D5



Obr. 32 A) Fraktura vyhojená sedlovým dolomitem protínaná mladšími žilami dolomitu B) Dolomitizované bio/litoklasty obklopené hrubozrnnějším matričním dolomitem. Patrné je také větší množství pyritu, který při pozorování v odraženém světle jeví známky pokročilé oxidace C) Srpkovité krystaly sedlového dolomitu vyskytujícího se v žíle D) Sedlový dolomit vykrytalizovaný v dutině matričního dolomitu při pohledu se zkříženými nikoly s projevy undulárního zhášení.



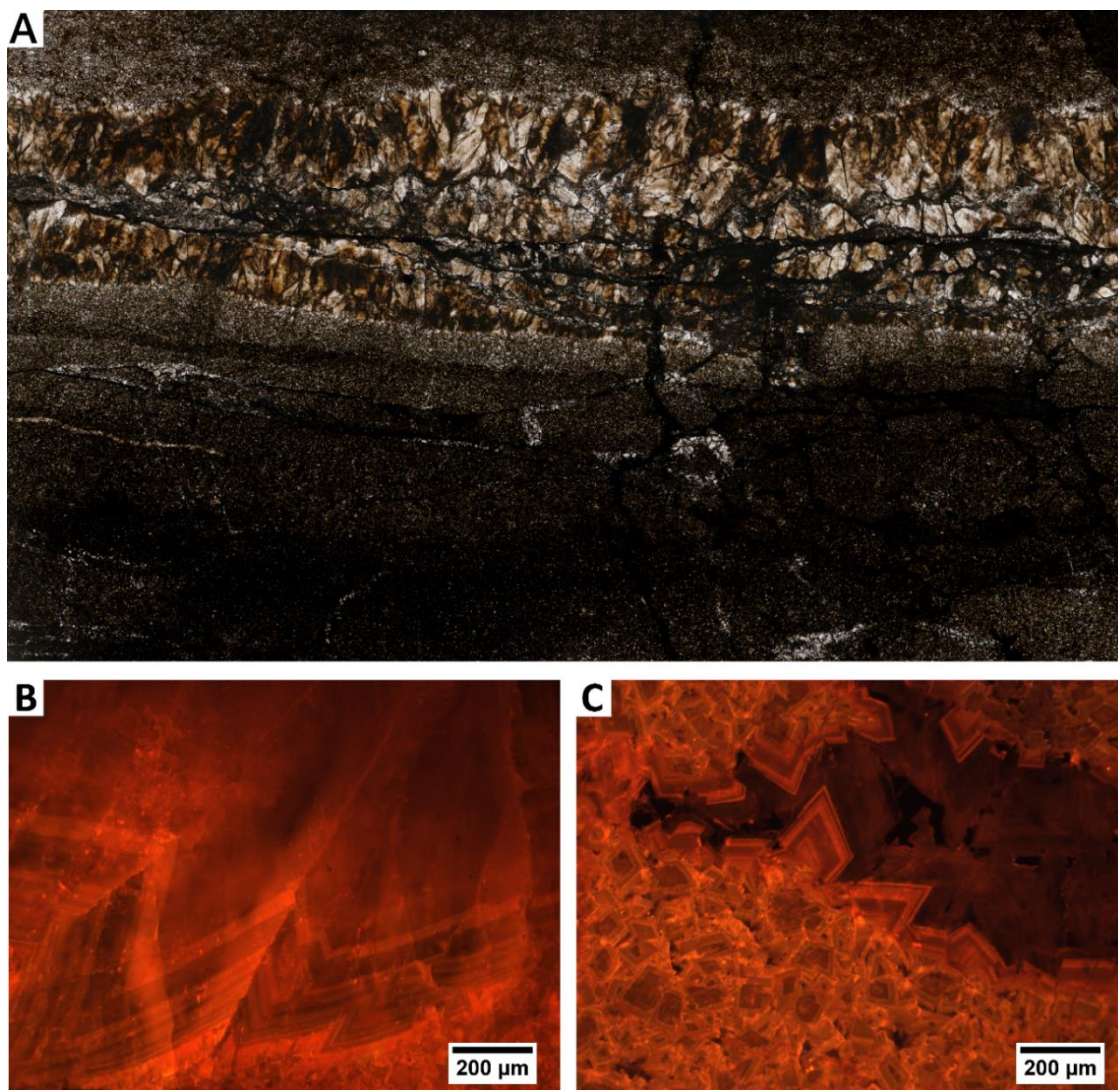
Obr. 33 A) Mikrofotografie pořízená pomocí elektronového mikroskopu ukazuje dolomitizované bio/litoklasty obklopené hrubozrnnějším dolomitem, patrné je jejich mírně odlišné složení od matričního dolomitu B) Struktura matričního dolomitu typická pro tento vzorek.

Fluidní inkluze v tomto vzorku nebyly nalezeny, nicméně například krystaly sedlového dolomitu je jistě obsahují. Jejich velikost je ovšem nemožné spatřit, čemuž nenasvědčují ani jemně mléčné zbarvení dolomitových krystalů.

BA-43

Vzorek odebraný ze spodní části hřbetu ležícího zhruba 150 m východně od vrchu Homolka, táhnoucího se severo-západním směrem až nad Žákův lom. Makroskopicky se jedná o masivní velmi tmavě šedý až černý dolomit s viditelnými světleji zbarvenými žilkami.

Dolomit zde zaujímá objem okolo 90%, zbytek doplňuje relativně velké množství organické hmoty, která vyplňuje četné mezikrystalové prostory. V některých částech, jako jsou původní dutiny a trhliny vytváří větší homogenní oblasti s organickou výplní. Tři čtvrtiny zde se vyskytujícího dolomitu jsou ve formě středně hrubozrnného s velmi znečištěnými subhedralními až anhedralními krystaly jenž tvoří mozaikovitou strukturu (obr. 34-C). Zastoupeny jsou různé velikostní populace krystalů (od 40 μm do 280 μm). Nepřehlédnutelná je až 0.8 cm mocná žíla tvořená krystaly sedlového dolomitu, který tvoří zbývající čtvrtinu zde zastoupeného dolomitu (obr. 34-A). Největší krystaly dosahují až 3,1 mm (obr. 34-B) a oproti předchozímu vzorku jsou zdejší krystaly světle až tmavě hnědě zbarvené. Původně se jednalo o frakturu, která byla vlivem roztoků vyhojena právě sedlovým dolomit, jeho krystaly rostly postupně proti sobě, až do doby kdy vyplnily celý prostor. Výsledkem jsou velmi dobře ohraničené krystaly sedlového dolomitu při okraji této žíly, které se směrem do středu různě překrývají a zubovitě do sebe zarůstají. Výskyt sedlového dolomitu je taktéž jako v předchozím případě vázán i na četné dutiny, které vyplňuje (obr. 34-C).



Obr. 34. A) Scan celého výbrusu, na kterém jsou zachyceny hlavní složky tohoto vzorku: středně hrubozrnný hlavně xenotopický dolomit jehož krystaly jsou často oddělovány černou bitumenózní hmotou a dolomit sedlový

s hnědě zbarvenými krystaly (spodní strana obrázku: 3 cm) **B)** Okraj dolomitové žíly s perfektně tvarovanými, zonálními krystaly sedlového dolomitu (CL snímek) **C)** Matriční dolomit v okolí dutiny, která byla sekundárně vyplněna dolomitem sedlovým.

Jsou zde tedy přítomné 2 typy dolomitu: středně hrubozrnný s planárně-neplanární strukturou a sedlový, jehož krystaly ovšem dosahují až trojnásobných rozměrů oproti vzorku BA-32.

Samotné procesy utvářející výsledný materiál jsou obdobné jako u vzorku předcházejícího: po masivní dolomitizaci (D1, D2) následoval vznik popisované mocné dolomitové žíly (D4, D5) a na samotný závěr došlo ke vzniku žil dalších nejpozdějších (D5).

Sukcese: dolomit D1 > dolomit D2 > dolomit D3 > dolomit D4 > dolomit D5

V tomto vzorku bylo navzdory malým rozměrům naměřeno několik hodnot homogenizace fluidních inkluzí nalezených v krystalech sedlového dolomitu (viz. Mikrotermometrická měření)

BA-44

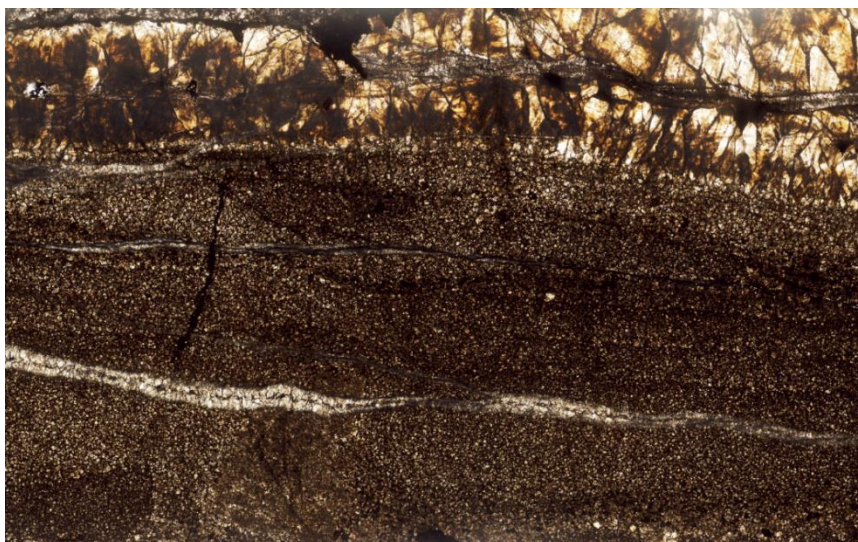
Místo odběru leží ve střední části hřbetu, 25-30 m nad místem odběru vzorku BA-43 a je mu tudíž velmi podobný. Jedná se tedy o masivní, tmavě šedý dolomit (poněkud světlejší v porovnání s předchozím) s viditelnými žilkami hrubozrnějšího dolomitu.

V tomto vzorku je dolomit zastoupen z 90%, 5% připadá na organickou hmotu, která vyplňuje mezikrystalové prostory a zbylá procenta připadají na póry. Už při makroskopickém pohledu na výbrus (obr. 35) lze zřetelně pozorovat středně hrubozrnný dolomit (100 μm až 290 μm), kterým prochází několik pozdějších dolomitových žil různých generací. Z nichž nejvýraznější jsou dvě přibližně paralelně rostlé. Subtilnější a čistší dolomitová žíla o mocnosti 1 mm, která je důsledkem krystalizace novotvořeného dolomitu v trhlině původní hmoty. Druhá, mocná žíla dolomitu o průměrné tloušťce 0,6-0,8 cm, která je tvořena dvěma složkami: stejně jako v předchozím případě (BA-43) z protějších stran do sebe narůstajícími krystaly sedlového dolomitu s rozměry zrn od 1 až do 2,2 mm, jenž jsou ovšem odděleny pozdější frakturou vyplněnou dolomitem jemnozrnějším (obr. 36-A), který je označen jako dolomit D5. V této mocné žíle se nacházejí nápadně velké krystaly pyritu (obr. 36-B, C), který je zde v těsné asociaci se sedlovým dolomitem. Zdejší matriční dolomit je tvořen organickou hmotou velmi znečištěnými krystaly s poměrně velkými mezikrystalovými prostory vyplněnými rovněž organickou hmotou. Struktura je tvořená smíšenou planárně-neplanární mozaikou ovšem s výraznější převahou anhedrálních krystalů. Výskyt subhedrálních a euhedrálních krystalů je vázán především na přechodnou oblast ve vzorku, jež je zobrazena na obr. 36-D. Ten ukazuje zmíněný přechod z neplanární struktury do planární s následným přechodem do bitumenózní hmoty. Některé krystaly v této přechodové zóně jsou tvořeny dokonale omezenými klencovými zrny dosahující velikosti až do 290 μm . Jak přibývá organické hmoty, jejich velikost se zmenšuje, stejně tak klesá jejich počet.

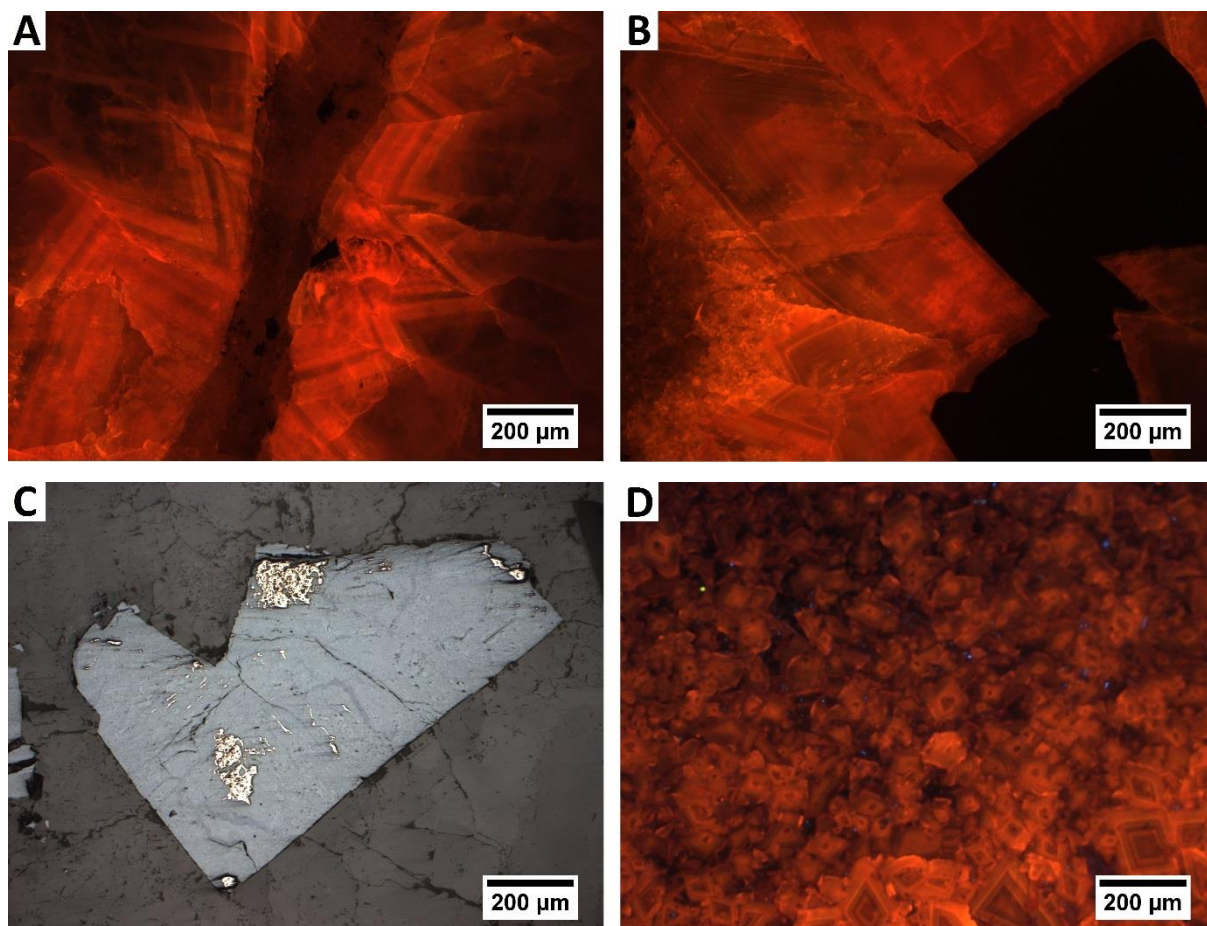
Opět zde tedy nacházíme dolomit sedlový a dolomit matriční xenotopický. Ovšem oproti předchozím vzorkům se ve větší míře objevují i euhedrální a subhedrální zrna dolomitu, tedy struktury idiotopické.

Události formující tuto horninu jsou identické jako u vzorku BA-43.

Sukcese: dolomit D1 > dolomit D2 > dolomit D3 > dolomit D4 > dolomit D5



Obr. 35 Scan vzorku odebraného ze střední části hřbetu s paralelními žilami typově odlišného dolomitu. Sedlový s čirými zrny většinou ale pigmentovanými v horní mocné žíle a jemnozrný vzniklý sekundární krystalizací dolomitu v žíle dolní, okolní prostor je vyplněn původním středně hrubě krystalickým dolomitem jenž na spodním okraji vzorku plynule přechází do zón s vyšší koncentrací organické hmoty (spodní strana obrázku: 3 cm).



Obr. 36 A) Fraktura ve střední části žíly tvořené sedlovým dolomitem, jež je vyhojena pozdějším jemnozrným dolomitem B) Detail zrna srpovitě zahnutého sedlového dolomitu obrůstající krystal pyritu C) Zrno pyritu v odraženém světle, světlé části představují reliktů původního pyritu, okolní šedá hmota je tvořena oxidy Fe (patrně hematitem) D) Okrajová část vzorku, kde se vyskytují dobře vyvinuté dolomitové klence, jež postupně ustupují ve prospěch organické hmoty.

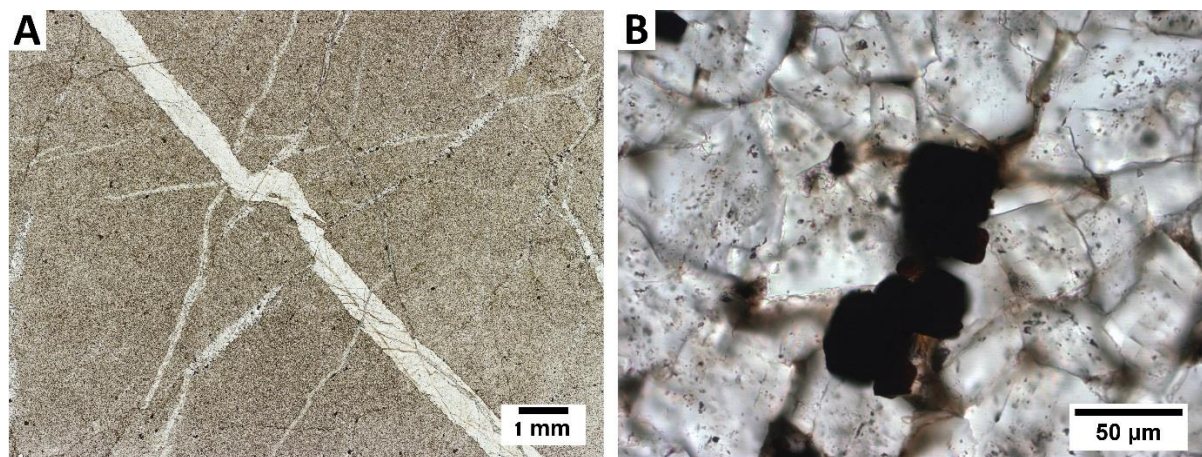
V dolomitových zrnech se vyskytuje poměrně velké množství fluidních inkluzí malých rozměrů (1-5 μm) což velice znesnadňuje jejich využití pro mikrotermometrická měření, přesto některé inkluze byly proměřeny (viz. mikrotermometrická měření).

BA-45

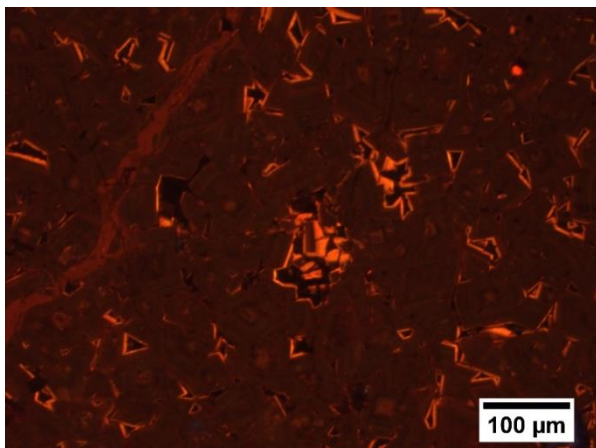
Tento vzorek, odebraný na vrcholu hřbetu (totožného jako BA-43 a BA-44) je kompletně dolomitizovaná hornina, makroskopicky homogenní, světle až středně šedá a je na ní patrné větší množství žilek. Mikroskopické pozorování potvrzuje masivní dolomitizaci celého vzorku. Dolomit zaujímá okolo 95% vzorku, zbytek vyplňuje křemen v podobě žíly a malé množství organické hmoty. Ve vzorku je také možno nalézt větší počet menších inkluzí pyritu (obr. 37-B). Jemně až středně hrubě krystalická struktura tvořená dolomitom je protnuta křemennou žilou o mocnosti 900 μm až 1100 μm , která diagonálně prostupuje celým vzorkem (obr. 37-A). Tato žila je sama protínána několika pozdějšími žilami dolomitu různých generací (o průměrných mocnostech 150 μm). Dolomitové krystaly tvoří xenotopickou, multimodální, mozaikovitou strukturu složenou z anhedrálních velmi často zakalených krystalů s rozměry ležícími mezi hodnotami 60 μm - 200 μm , které na sebe ve většině případů těsně doléhají (obr. 37-B, 38, 40-A). Někdy je ovšem mezikrystalový prostor vyplněn organickou hmotou, v porovnání se vzorky BA-43 a BA-44 je ovšem výskyt organické hmoty zcela minimální. Dutiny či okraje žil jsou vyplněny dolomitom sedlovým (obr. 39) či subhedrálními krystaly větších rozměrů (obr. 40-B).

V tomto vzorku tedy silně dominuje dolomit xenotopický, jemně až středně hrubozrnný tvořící matrix celého vzorku. Dolomit sedlový se vyskytuje opět v dutinách či žilách (obr. 39), avšak jeho kvantitativní zastoupení je nižší než u vzorků předchozích (BA-43,44), taktéž i velikostní parametry krystalů nedosahují takových hodnot (průměrně se pohybují okolo 300 μm).

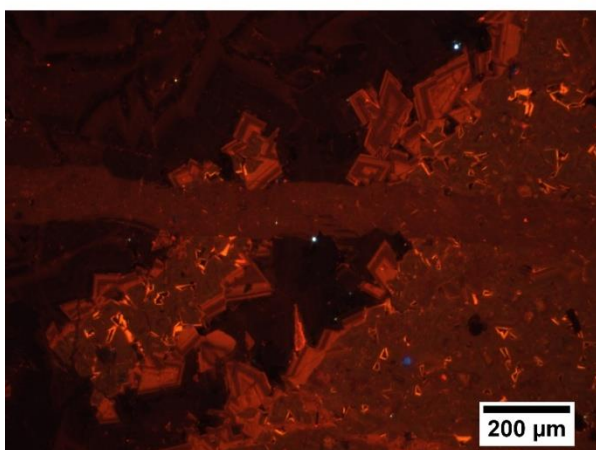
Původní materiál postihla silná dolomitizace (dolomit D1), která zcela překryla původní struktury, nejsou zde patrné žádné pozůstatky fosilií ani sedimentačních struktur. Poté došlo k mnoha drobným frakturám následně vyhojeným dolomitom D2 (s výrazně světlejšími katodolominiscenčními barvami). Generačně totožný je také dolomit dorůstající v četných pórech původní dolomitové hmoty. Až poté došlo ke vzniku mocné křemenné žíly (Q), která byla následně protnuta žilami dolomitu (D3). Následoval ještě růst dolomitových krystalů uvnitř mocnějších žil a větších dutin (D4). Závěrečné procesy jsou spojeny s frakturami procházejícími napříč zmíněnými strukturami, které byly vyhojeny dolomitom D5.



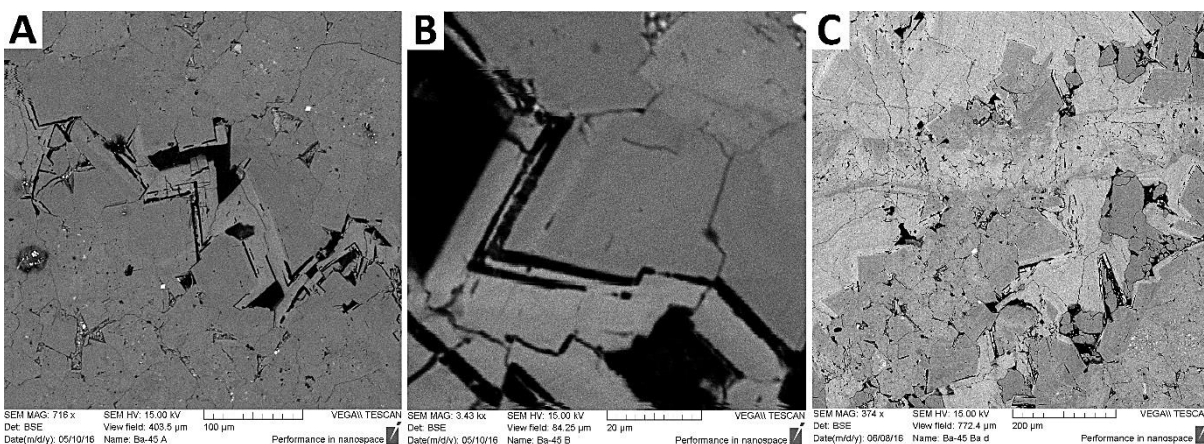
Obr. 37 A) Totálně dolomitizovaná hornina s xenotopickou, multimodální strukturou jíž protíná žila křemene (Q) obsahující mnoho drobných fluidních inkluzí **B)** Detail inkluzí pyritu obklopených matričním dolomitom.



Obr. 38 Různé generace dolomitu zachycené v centrální části vzorku. Nejstarší dolomit D1 (matriční) a v jeho dutinách dorůstající dolomit druhé generace D2 (s výraznými jasně oranžově zářícími CL barvami). Žíla v levém rohu představuje dolomit D5, tedy poslední zaznamenanou generaci dolomitu.



Obr. 39 Okrajová partie vzorku, kde jsou pozorovatelné všechny generace dolomitu: matriční D1, dolomit dorůstající v dutinách D2. Dále dolomit tvořící větší, světlejší a zonální krystaly na okraji žil D3 na něj navázaný D4 vyplňující žily velkými krystaly a tmavými CL barvami a dolomit D5 v podobě všeprotínajících žil vyplněných velice jemnozrnnou formou dolomitu.



Obr. 40 A) Dolomitová žíla s hrubozrnnějšími krystaly dolomitu protínající matriční xenotopický dolomit B) Detail krystalu vyrůstajícího v dutině matričního dolomitu, patrné jsou chybějící růstové zóny, odlišného složení, které byly nejspíše vydroleny při broušení. C) Fotografie stejné partie vzorku jako na obr. 39 odhaluje, že zdánlivě homogenní dolomitová žíla (horizontální) se při svých okrajích liší od svého středu.

Sukcese: dolomit D1 > dolomit D2 > Křemen (Q) > dolomit D3 > dolomit D4 > dolomit D5

V žilném křemeni bylo zaznamenáno mnoho fluidních inkluzí, jejichž průměrné hodnoty velikosti spadaly do rozmezí 1,5 až 7 μm. Měření u nich prováděno nebylo.

6.1.2. Lokalita: Svatý Jan pod Skalou vzorky: BA-53/1, BA-53/4

BA-53/1

Vzorek ze spodní části scyphocrinitového horizontu odebraný v západní stěně masivu Sv. J. pod Skalou (profil pod Křížem). Jedná se o typický mořský vápenec, kompaktní střednětmavě šedý na němž makroskopicky nejsou pozorovatelné žádné fosilie.

Na výbrusu tohoto vzorku jsou i makroskopicky patrné bioklastické úlomky, zejména fragmenty trilobitů a krinoidů (obr. 41). Vzorek je tvořen z 55% sparitovými klasty, bioklasty tvoří 15%, sparitový tmel 10% a zrna kalcitu 5%. Dolomit zaujímá okolo 15% objemu tohoto vzorku. Podle Folkovy klasifikace se jedná o alochemický vápenec a můžeme jej označit adjektivem biomikritický (tomu by odpovídal termín packstone v Dunhamově klasifikaci). Při bližším mikroskopickém pohledu je patrné, že celým vzorkem prochází navzájem paralelní švy tlakového rozpouštění (stylolity) iregulárního typu a sloupcovitého průběhu. Většina dolomitu ve studovaném vzorku je vázána na tyto stylolity a jejich bezprostřední okolí. Tento dolomit tvoří subhedralní i euhedralní krystaly o velikost 20 až 250 μm (obr. 42-A). Dolomit taktéž tvoří shluky větších rozměrů s vyšším počtem subhedralních přes sebe nakupených krystalů (obr. 42-B) i seskupení jen několika málo krystalů (obr. 42-D, 43-A). Dolomitové krystaly se vyskytují i separovaně od ostatních v podobě jednotlivých dokonale omezených klenců volně se vznášejících v okolní mikritové hmotě či umístěných na hranicích sparitových nebo mikritových klastů (obr. 42-C). V těchto klastech se relativně často vyskytují drobné kalcitové tahové žilky, které je protínají.

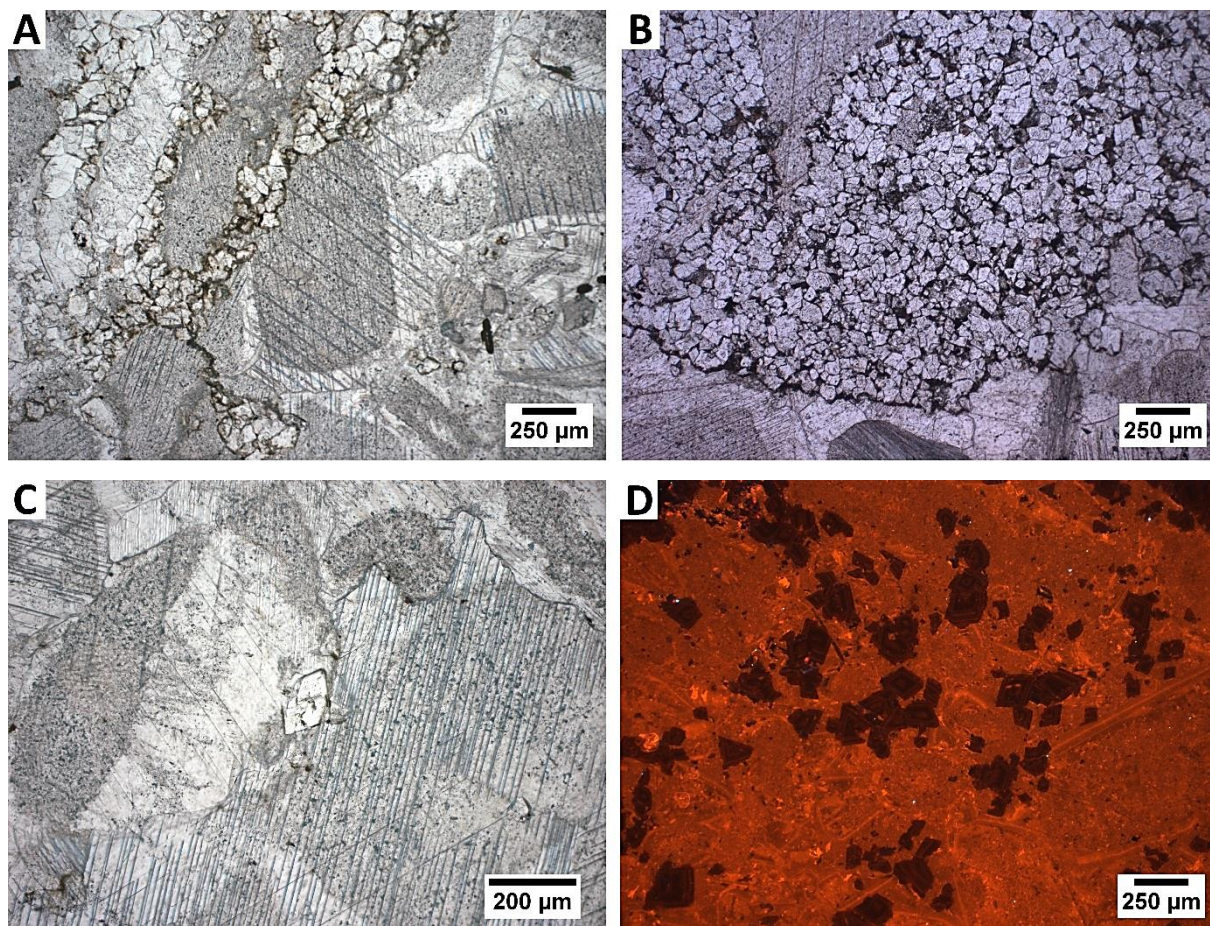
Dolomit z tohoto vzorku tvoří planární struktury a vyskytuje se tak v podobě subhedralních v menší míře i euhedralních čirých krystalů velikostní škály od 20 μm do 250 μm . Tvoří tedy středně hrubozrnnou strukturu. Sedlový dolomit se zde nevyskytuje, stejně tak ani jakékoliv žíly vyhojené jiným typem dolomitu.

Je nesporné, že výskyt dolomitu spjatého se stylolity je mladší než tyto tlakem vyvolané struktury. Petrograficky mírně odlišný je dolomit vyskytující se v jednotlivých krystalech či větších i menších shlucích, tyto krystaly se blíží povětšinou idiotopickým strukturám a jsou nejspíše mírně pozdějšího data.

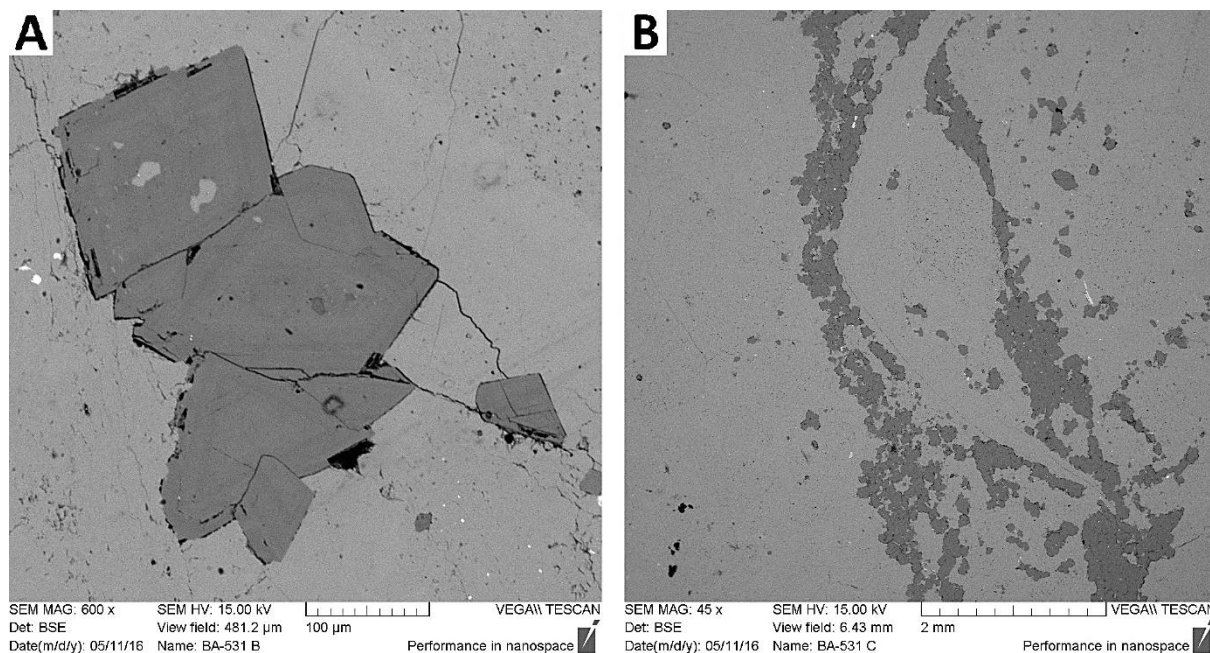


Obr. 41 Základní hmota vzorku BA-53/1 s fragmenty fosilií, klasty mikritu se sparitovým tmelem dolomitě vyskytujícím se převážně v horní a spodní pravé části tohoto výbrusu (spodní strana obrázku: 2 cm)

Sukcese: litoklasty, bioklasty > sparitový tmel > stylolity + dolomit D1 > kalcitický sparit > tahové žilky s kalcitem



Obr. 42 A) Tlakový šev s mladšími krystaly dolomitu destrukuje mikritový klast včetně jeho sparitového lemu **B)** Větší shluk dolomitových zrn jejichž mezikrystalová plocha je vyplněna organickou hmotou **C)** Osamocené dolomitový klenec vyrostlý na rozmezí dvou kalcitových zrn **D)** Skupiny izolovaných zrn dolomitu za použití katodové luminiscence odhalují jejich tmavé CL barvy.



Obr. 43 A) Skupina několika dolomitových krystalů v základní mikritové hmotě. V centru horního krystalu jsou relikty kalcitu (světlé inkluze), patrné jsou i vydrolené části krystalu na jeho růstových zónách původně zřejmě

obsahující odlišnou fázi srážející se současně s dolomitem **B**) Dolomit vázaný na tlakový šev (při pohledu v BSE skrytý) probíhající v těsné blízkosti fragmentu trilobita, kterého obrůstá.

Fluidní inkluze nebyly ve vzorku nalezeny.

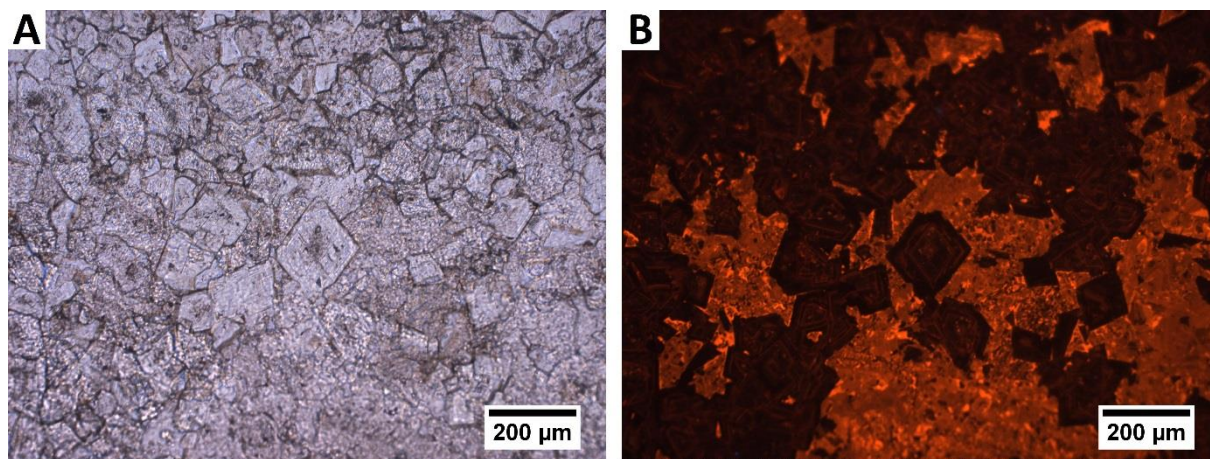
BA-53/4

Tento vzorek světle šedé barvy odebraný z horních částí scyphocrinitového horizontu (profil Pod Křížem) je oproti předchozímu (BA-53/1) jemnozrnější a homogennější.

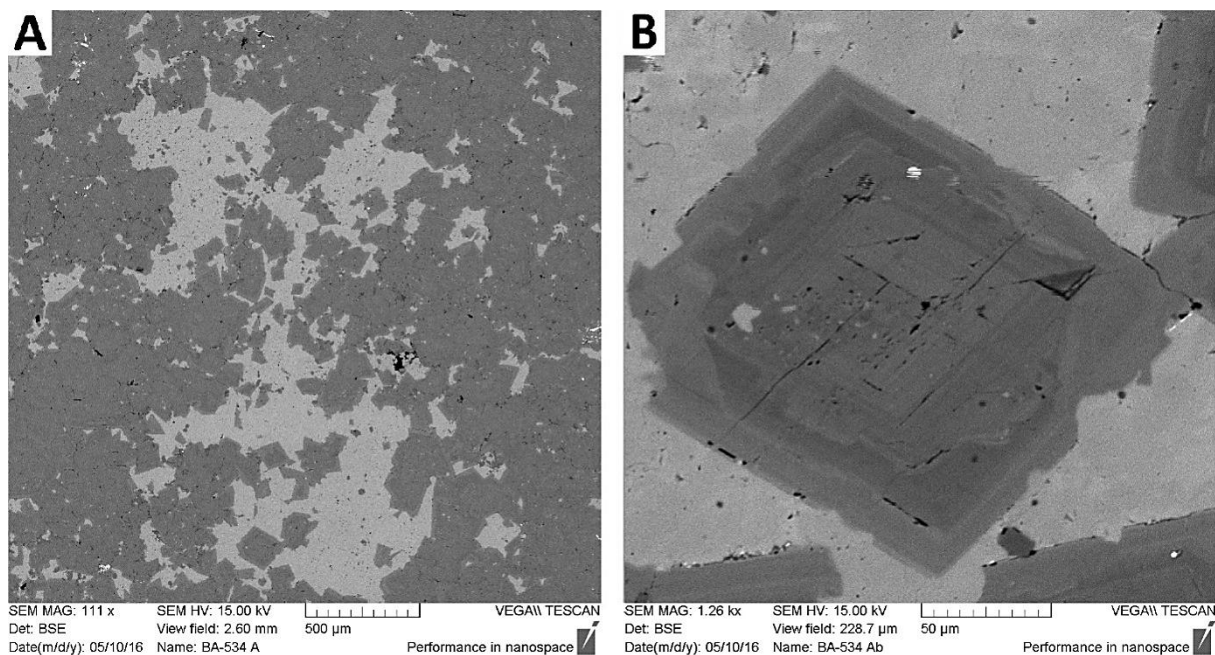
Masivně dolomitizovaný vzorek, oproti předchozímu (BA-53/1) zde nejsou patrné žádné fragmenty fosilií. Z 95% je tvořen dolomitem, zbylý objem zaujímá kalcitový sparit vyskytující se v původních nedolomitizovaných oblastech. Lokální dolomitová struktura je středně až hrubě zrnitá, tvořená polymodálními i rombickými hlavně ale nerombickými subhedrálními až euhedrálními zrny (tedy hypidiotopická až idiotopická struktura). Zrna jednotlivých krystalů na sebe těsně navazují, v mnoha případech do sebe zarůstají. Jejich mezikrystalové hranice jsou zřetelné, většinou oblé ale nezřídka i rovné. Vyjíměčně jsou některá zrna izolovaná od ostatních zcela obklopena kalcitovým sparitem. Velikost zrn je v rozmezí 60 μm až 330 μm . Zajímavé je, že u těchto izolovaných zrn se projevuje rozklad na jejich vnějších hranicích (obr. 45-B). Totožné zrn (fotografie ze SEM je pootočená o 90° doleva) je také zachyceno na obr. 44-A, B. Zejména pohled v CL barvách také odhaluje jeho postupnou degradaci.

Typově je dolomit tohoto vzorku velmi podobný dolomitu ze vzorku předešlého. Středně hrubozrný s planární stavbou se subhedrálními až euhedrálními více-méně čirými krystaly. Částečný rozklad izolovaných zrn byl zjištěn i u předcházejícího vzorku ovšem zdaleka ne v takovém rozsahu a s podobnou frekvencí. Ze zjištěných poznatků lze říci, že tento původně vápencový materiál prodělal silnou neselektivní dolomitizaci, následně mohlo docházet k rekrystalizaci zbylého kalcitového sparitu, což je důvodem rozrušování zrn dolomitu. Ve vzorku jsou také patrné generace dolomitu D2 a D3, které od krajů postupně vyplňují malé dutiny tvořené staršími subhedrálními krystaly.

Sukcese: dolomit D1 > kalcitický sparit > dolomit D2 > dolomit D3



Obr. 44 A) Převládající planární struktura s dobře vyvinutým krystalem dolomitu v procházejícím světle a tentýž pohled za použití katodové luminescence (**obr. B**) Při bližším pohledu a porovnání obou fotografií je vidět že zdánlivě kompaktní zrn dolomitu je zejména na jeho horním vrcholu rozrušeno kalcitovým sparitem (totéž zrn je zobrazeno na obr. 45-B



Obr. 45 A) Pohled na strukturu vzorku s převahou dolomitu (dolomit je prezentován tmavě šedými zónami) **B)** Detail dolomitového klence na němž můžeme pozorovat 3 fáze růstu s mírně odlišným chemickým složením. Po iniciální fázi růstu zrna je tento růst přerušen a dochozí ke korozi zrna. Dále následovala další fáze růstu a opět koroze, načež se tento proces znovu opakoval, což můžeme doložit destrukcí nejpozdější dolomitové fáze obrůstající původní krystal. Tyto destrukce zrn se vyskytují v naprosté většině pouze u takto osamocených krystalů.

Fluidní inkluze v tomto materiálu nebyly nalezeny.

6.1.3. Lokalita: Radotín vzorek: BA-57

BA-57

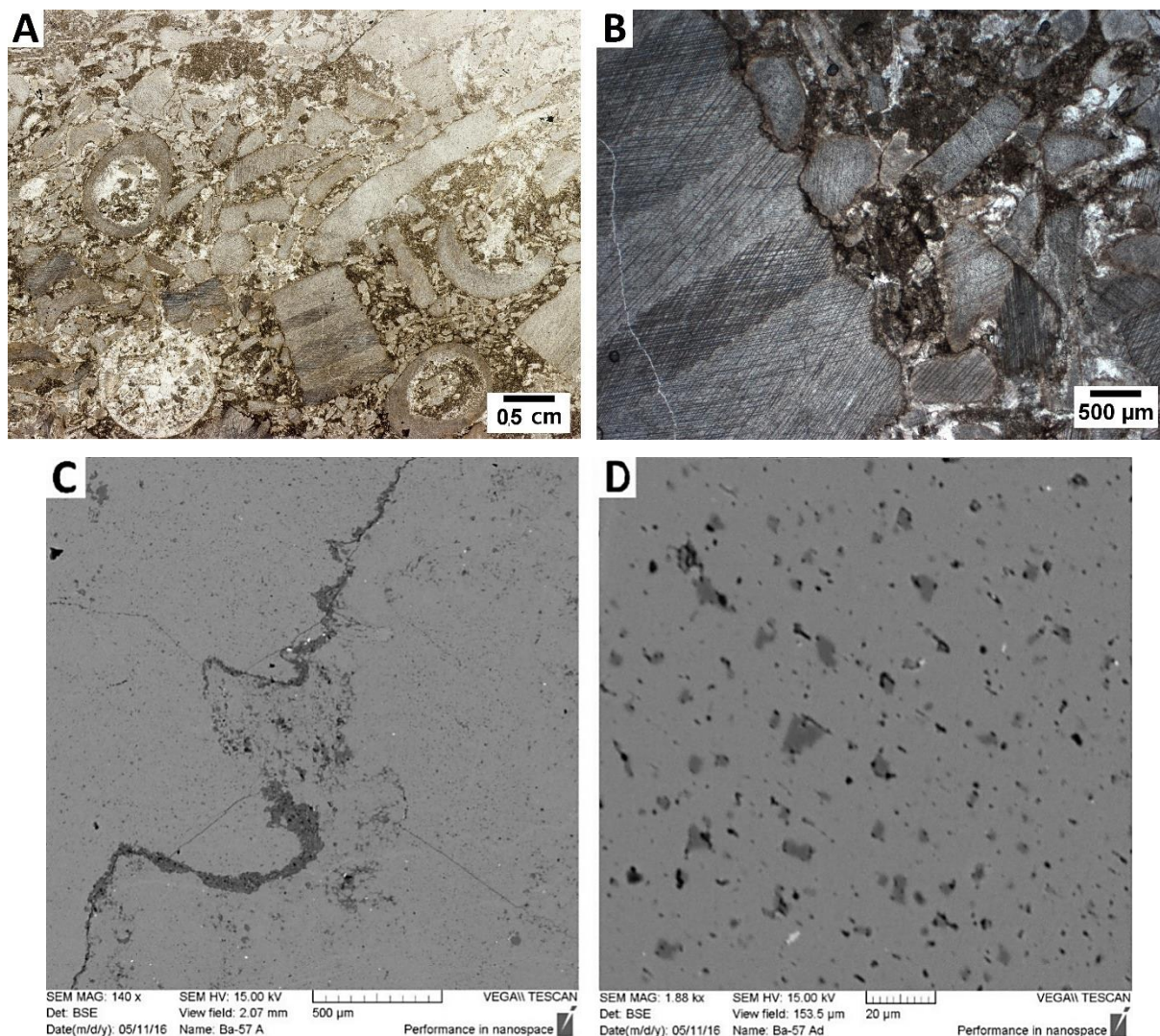
Vzorek odebraný na jihozápadní stěně Radotínské skály (profil U topolů). Tento mořský vápenec je kompaktní světle šedý s tmavšími zónami, makroskopicky na něm nejsou pozorovatelné žádné fosilie.

Už výbrus tohoto vzorku odhaluje velký počet bioklastických úlomků, hlavně fragmenty trilobitů a krinoidů (obr. 46-A). 75% materiálu tvoří bioklasty z nichž největší z nich mají v průměru až 1 cm, 20% tvoří mikritové klasty a zbylých 5% je rozděleno mezi křemen, dolomit, pyrit a albit. Podle Folka se jedná o alochemický vápenec a to konkrétně: biomikritický vápenec (Podle Dunhama je to packstone). Vzorkem prochází irregulární švy tlakového rozpouštění (obr. 46-B, C) s vysokou amplitudou, ty se navzájem různě protínají (tzv. anastomózní struktura). Ve vazbě na tyto stylolity jsou právě zrna křemene a albitu (tmavě šedé partie kolem švů). I výskyt dolomitu je spjat s tlakovými švy, nicméně je rozšířen i zcela nezávisle na jejich průběhu v mikritové hmotě v podobě miniaturních inkluzí. Tento dolomit není patrný ani za použití objektivů s větším zvětšením a byl identifikován teprve až za použití elektronového mikroskopu (obr. 46-D). Ve vzorku jsou také četné tahové žilky vyplněné kalcitem.

Dolomit v tomto vzorku tvoří krystaly (inkluze) rozesté náhodně v mikritové hmotě jejichž velikost nepřesahuje 10 µm. Většina spadá do velikostní škály 1-2,5 µm. Mírné zvýšení jeho koncentrace se dá pozorovat v okolí stylolitů.

Dolomit v tomto vzorku je pravděpodobně časově rovnocenný vzniku stylolitů, může být ovšem připsán i mírně pozdější události.

Sukcese: litoklasty, bioklasty > mikritový tmel > stylolity > Dolomit D1 > tahové žilky s kalcitem



Obr. 46 A) Základní hmota vzorku BA-57 tvořená převážně krinoidovými články a mikritovým tmelem B) Okraj velkého klastu kolem něhož prochází jeden z mnoha stylolitů C) Výskyt detritických fází: albitu a křemene vázaný na tlakové švy D) Inkluze dolomitu v základní mikritové hmotě (1 μm - 10 μm)

Fluidní inkluze zde nebyly nalezeny.

6.1.4. Lokalita: Požárské lomy vzorek: BA-59

BA-59

Vzorek odebíraný z prostoru nad přístupovým tunelem k Požárským lomům (vrstva číslo 90). Světle až tmavě žlutě zbarvená kompaktní hornina.

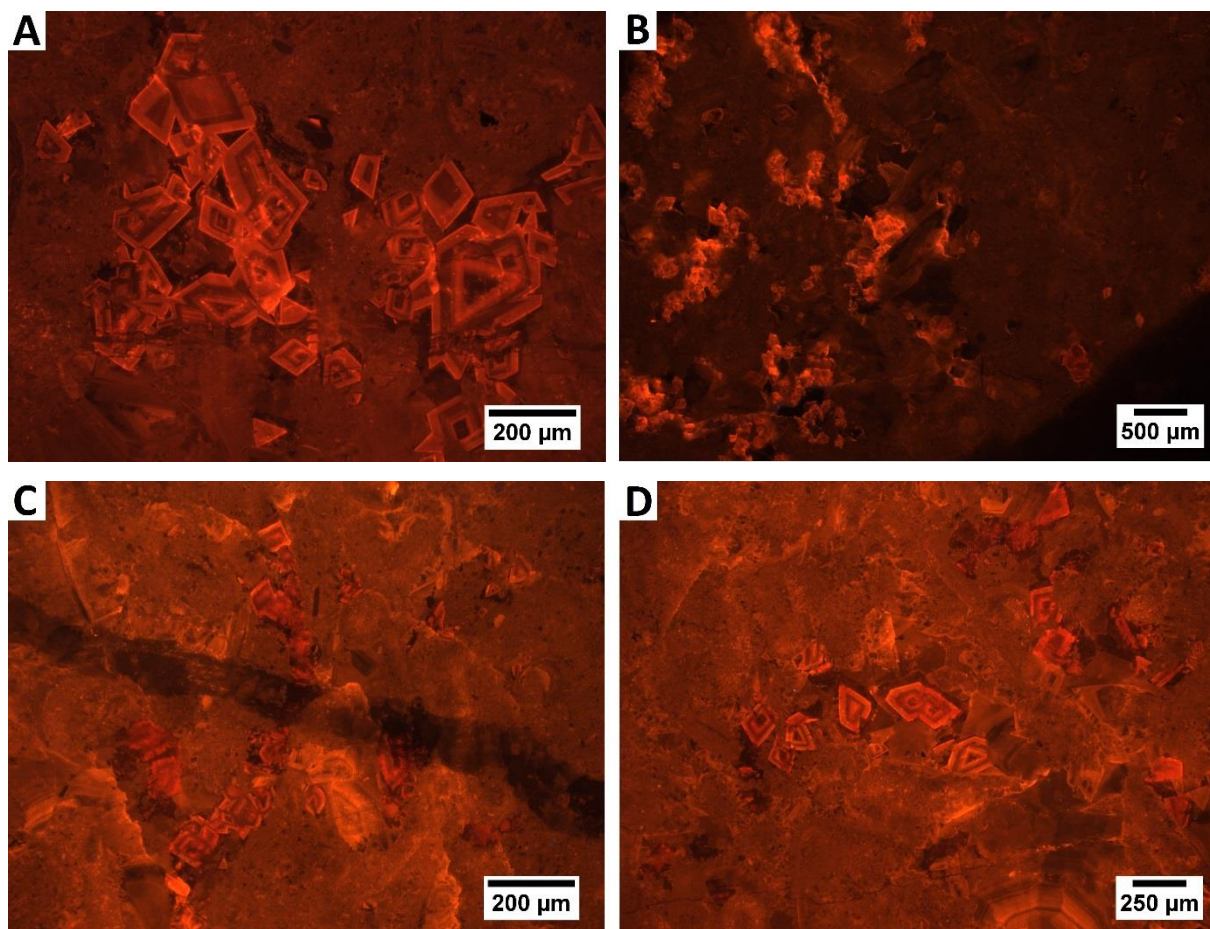
Jedná se o biomikritický vápenec s vysokým obsahem bioklastů až 60%, 30% vyplňuje mikrit, 5 % připadá na krystaly dolomitu a relativně stejné množství je kalcitu. Výrazným znakem tohoto výbrusu je řez schránkou orthocera (průměr 1.2 cm), jeho okrajové části jsou vyplněné kalcitem. Kalcit taktéž objemově převládá v hrubozrnnější části výbrusu tvořící jeho třetinu. Dolomit se v tomto vzorku vyskytuje hlavně v dutinách původního materiálu, kde tvoří značně zonální dobře vyvinuté klence dorůstající až do velikosti 300 μm, jejich střední velikost se pohybuje okolo 150 μm (obr. 47-A). Dolomit zde tedy tvoří jakési navzájem izolované ostrovy s planární stavbou tvořenou subhedralními až anhedrálními krystaly. Tyto dobře omezené klence dolomitu často postihuje rozklad (dobře patrný na obr. 47-C, D) postupující od hranice krystalu do jeho středu, některá zrna jsou tímto jevem postížena jen částečně, jiná téměř zcela. V tomto měřítku je popisovaný stav vyvinut pouze u tohoto vzorku. Druhá zde vzácnější forma dolomitu převládá na levé straně výbrusu (obr. 47-B). Je tvořena

neplanární strukturou o rozměrech jednotlivých krystalů v rozmezí 10-50 μm a je prezentována menšími shluky v mikritové hmotě. Dolomit taktéž vyplňuje nejpozdější fraktury v podobě afanitických struktur.

Dolomit v tomto vzorku se tedy vyskytuje ve třech formách: krystaly omezené svými krystalovými tvary tvořící v malých shlucích idiotopické struktury (80-300 μm). Dále jemnozrnější formou tvořící xenotopické struktury a poslední je dolomit vyskytující se v žilách (afanitický) generačně nejpozdější odpovídající dolomitu D5.

Tento vzorek po kompakci a vzniku mikritového tmelu prodělal částečnou dolomitizaci D1 (dolomit vyvinutý v dutinách) po které docházelo k rekrytalizaci mikritu a rozrušení dolomitových zrn. Následoval vznik dolomitu (D2). Posledními zachycenými událostmi je vznik dolomitových žil D5.

Sukcese: litoklasty, bioklasty > mikritový tmel > Dolomit D1 > mikrit (rekrytalizace - rozrušení dol. zrn) > dolomit D2 > dolomit D5



Obr. 47 A) Jasně zonální klence dolomitu vykrystalizované v dutinách původní matrix tvořící konglomerát o větším počtu krystalů. Zrna ležící ve spodní třetině výbrusu jsou rozrušena frakturou vyhojenou dolomit D5 B) Levá strana vzorku s jemnozrnějším neplanárním dolomit D2 C) Zrna dolomitu přetáá pozdější dolomitovou žilou D5 D) Téměř zcela rozpadlá zrna dolomitu (v horní části fotografie) obklopena mikritovou hmotou.

Fluidní inkluze nebyly nalezeny.

6.1.5. Lokalita: Prokopské údolí vzorek: BA-62/B

BA-62B

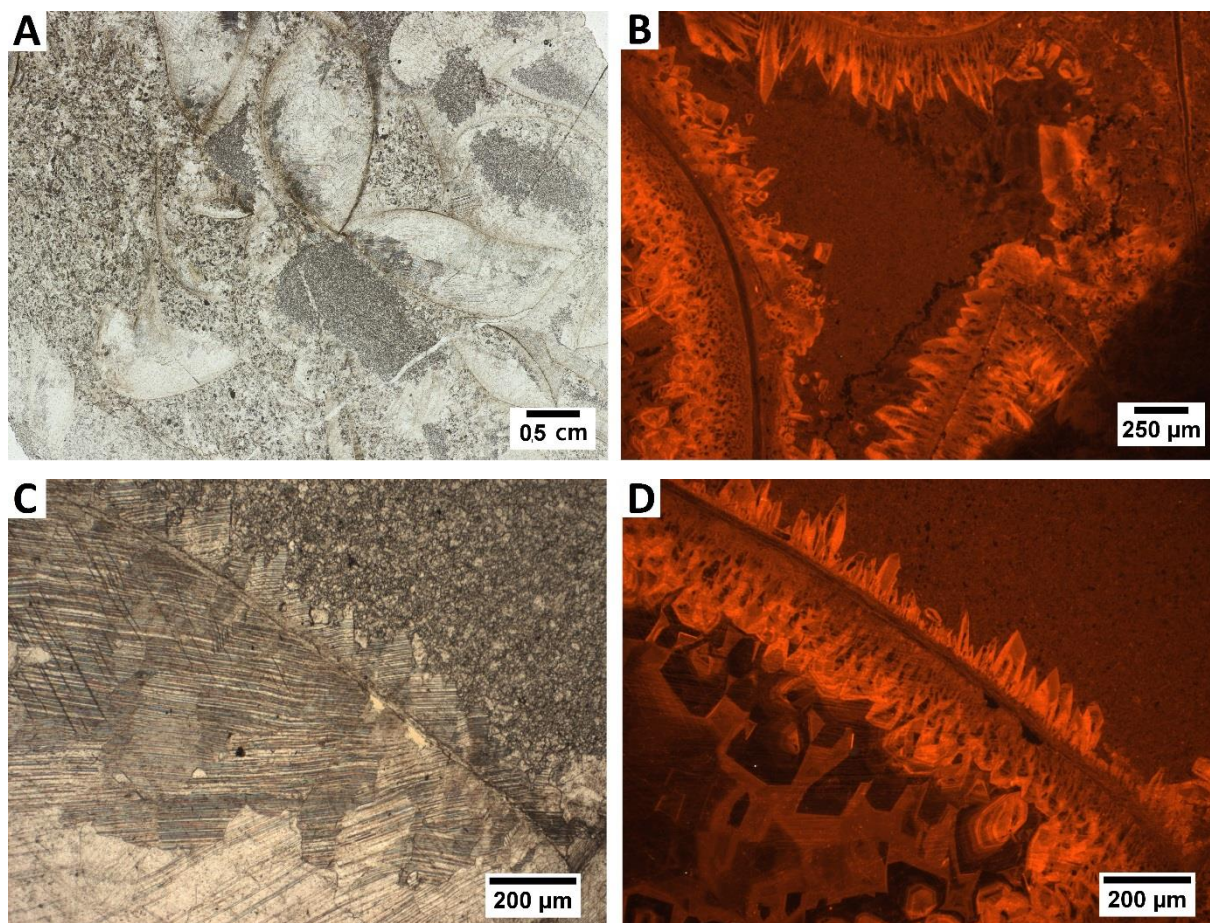
Tento vzorek byl odebraný na severním svahu Butovického hradiště (Nová Ves - profil Butovického hradiště). Makroskopicky byl světle šedý s občasným výskytem reliktů fosilií.

Tato vápencová jen částečně dolomitizovaná hornina, kde dolomit zaujímá okolo 20% z celkového objemu je tvořena hlavně bioklasty (50%) a sparitovým tmelem (25%). Ve větší míře se vyskytují i číré krystaly kalcitu vyplňující hlavně vnitřní prostory fosilií (obr. 48-A). Dolomit v tomto vzorku je vyvinut vzhledem k ostatním v netradiční formě, velice jemnozrnného dolomitu (afanitická struktura). Vyskytuje se zejména v okolí fosilií ostrakodů. Velice často je jeho výskyt vázán na vnější partie těchto fosilií (obr. 48-B, C, D). Méně častá je jeho přítomnost uvnitř nich. Vyskytují se zde také i irregulární stylolity sloupcového typu s nízkou amplitudou (obr. 48-B), které prostupují veškeré ostatní struktury, jedná se tedy o jev nejpozdější.

Dolomit v tomto vzorku se vyskytuje pouze v jediné velmi jemnozrnné formě (afanitická struktura) s krystaly s rozměry pod 2 μ m. Taková struktura vznikla nejspíše dolomitizací mikritového kalu.

Tento vzorek po kompakci, stmelení sparitem a krystalizaci kalcitu prodělal částečnou dolomitizaci, po níž následoval vznik stylolitů.

Sukcese: litoklasty, bioklasty > sparitový tmel > krystaly kalcitu > Dolomit D1 > stylolity

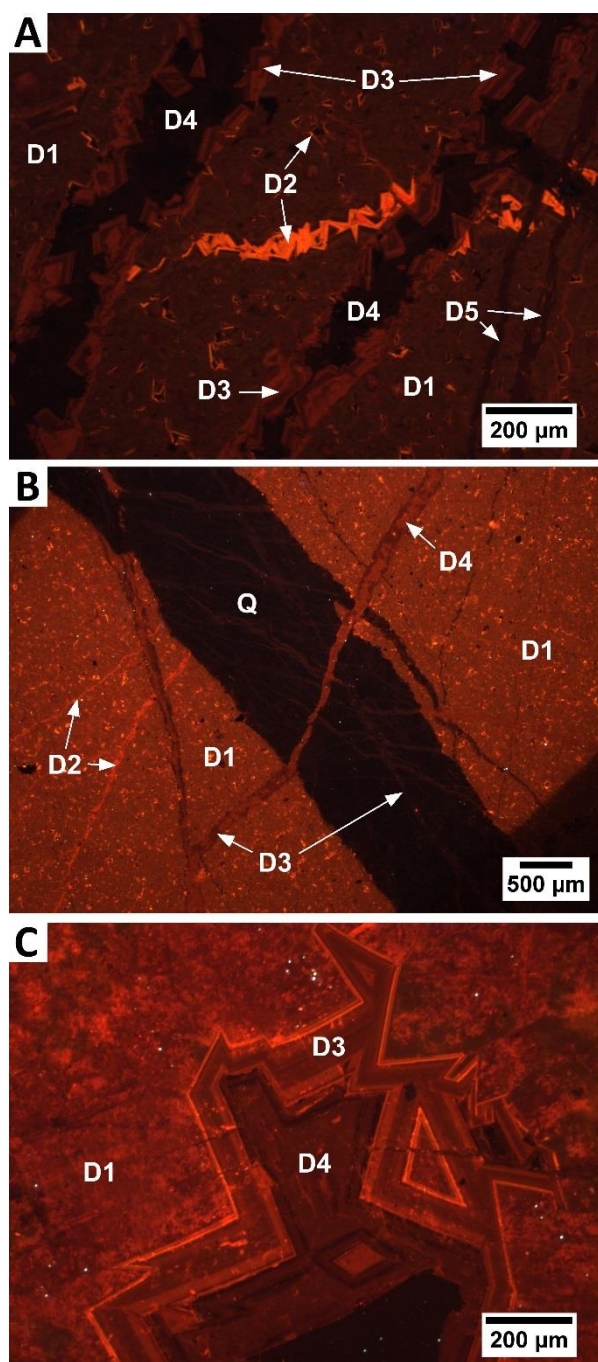


Obr. 48 **A)** Výřez části scanu vzorku s reliktů ostrakodů, homogenní šedé partie představují velice jemnozrnnou dolomitovou hmotu **B)** Prostor na kontaktu tří schránek vyplněný dolomitem tvořící afanitickou strukturu. Prochází jím sekundárně vyvinutý stylolit **C, D)** Okraj schránky ostrakoda, ze které vyrůstají krystaly kalcitu směrem do dolomitové hmoty v klasickém a CL zobrazení.

Fluidní inkluze nebyly nalezeny.

6.2. Rozdělení dolomitu na základě generací

Toto rozdělení se primárně neřídí typem dolomitu, velikostí krystalů, utvořenou strukturou a podobnými znaky popisovanými v literatuře. Jde o určení generace v konkrétním zájmovém území na základě strukturních znaků (např. navzájem se protínající žíly atd.) za pomoci CL mikroskopie. Bez použití této metody by zůstalo mnoho vztahů skrytých a nebylo by je tak možné dešifrovat. Dolomity stejné generace, to platí zejména pro dolomity z totožné lokality, jsou si svými CL barvami velice podobné. V míře menší to platí i pro stejné generace dolomitů z různých lokalit, nicméně je nutné již počítat s určitou variabilitou v odstínech CL luminiscence. Taktéž generačně totožný dolomit z jedné lokality si je v různých vzorcích i typově podobný, ale v porovnání s lokalitou vzdálenější může být petrograficky i značně odlišný. Záleží na typu původní horniny, její porézności, množství krystalizačních center a dalších faktorech. Toto rozdělení vzniklo za účelem přehlednějšího popisu vývoje, který zkoumané vzorky prodělaly. Identifikováno bylo 5 generačně odlišných typů (obr. 49):



Dolomit „D1“: Většinou matriční, zejména v případech silně dolomitizovaných vzorků (kde dolomit dosahuje 80 a více procent z celkového objemu). Bývá jemně až středně hrubozrnný, vždy se jedná o nejrozšířenější generaci, může být planární i neplanární (záleží na lokalitě).

Dolomit „D2“: Vyplňuje póry v matričním dolomitu, taktéž tvoří subtilní a zároveň nejstarší žíly ve vzorcích. Je velmi jemnozrnný. Jeho nejvýraznějším znakem jsou jasné až zářivé oranžové CL barvy v porovnání s ostatními zaznamenanými generacemi dolomitu.

Dolomit „D3“: Většinou tvoří větší i sedlové krystaly dolomitu při okrajích mocnějších žil, či větších dutin, zrna dolomitu této generace se vyznačují relativně silnou růstovou zonalitou.

Dolomit „D4“: Je vázán na D3 - dorůstá zbylý prostor, tento typ obvykle tvoří největší krystaly dolomitu, zejména sedlového typu. Velice slabě je patrná zonalita, signifikantní jsou pro něj velmi tmavé CL barvy.

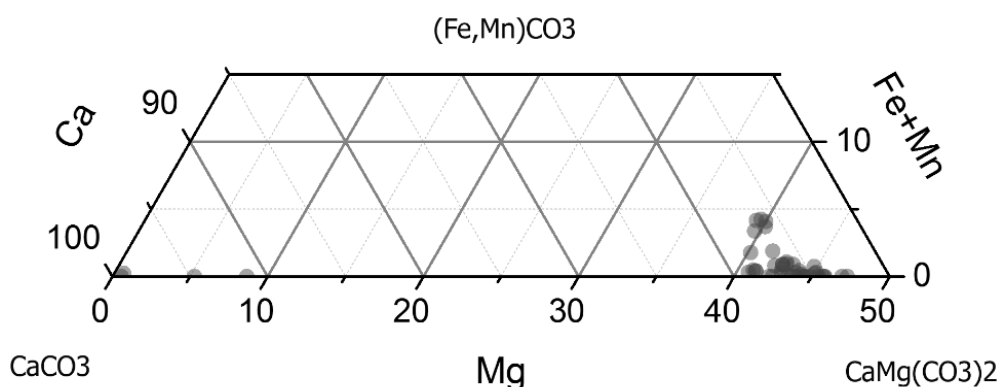
Dolomit „D5“: Poslední zaznamenaná generace dolomitu je ve formě žilek, které přetínají veškeré ostatní struktury a uvnitř kterých nejsou i při větších zvětšeních patrné krystaly, tvoří tedy velmi jemnozrnnou strukturu (tzv. afanitickou).

Obr. 49 Fotografie **A**, **B** jsou pořízené ze vzorku BA-45 (Přídolí u Velké Chuchle, Homolka), fotografie **C** je ze stejné lokality ovšem jiného vzorku BA-32

6.3. Elektronová mikroskopie a energiově disperzní analýza

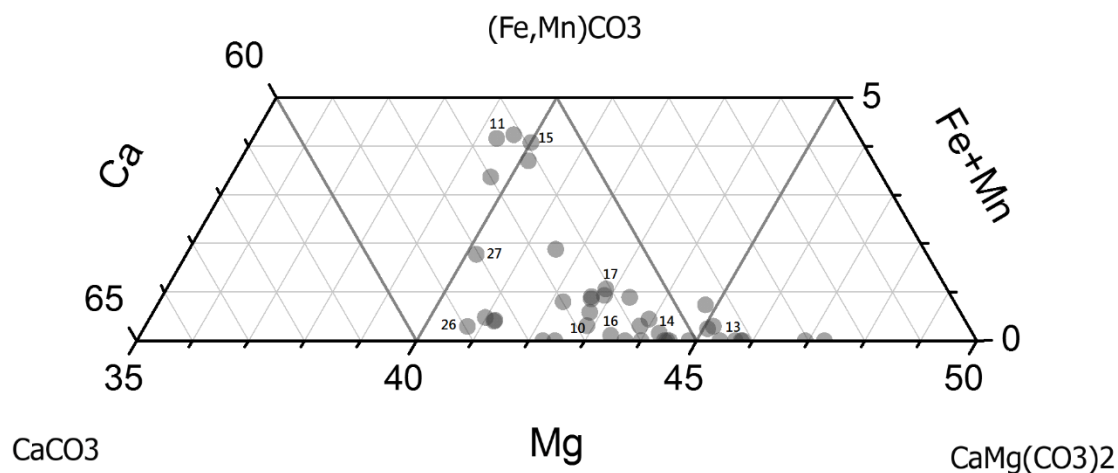
Ke stanovení chemického složení zkoumaných karbonátových hornin byla využita elektronová mikrosonda s energiově dispersním detektorem (EDX). Body pro měření byly vybírány jak mezi odlišnými typy dolomitu, tak i v růstových zónách krystalů stejného typu a původu. Pro porovnání byly některé analýzy dělány i v ostatních fázích, zejména v kalcitu, méně v inkluzích alumosilikátových fází či křemene. Výsledky z měření jsou prezentovány na obr. 50 a 51.

Na následujícím diagramu (obr. 50) jsou vynesena všechna data získaná z elektronové mikrosondy (výsledky jsou ze vzorků BA-32, BA-53/4 a BA-45). Na první pohled je zjevné, že naprostá většina dolomitu svým složením spadá do části vymezené hodnotami 40-50 at. % MgCO_3 , 0-5 at. % (Fe, Mn) CO_3 . Obsah železa, či manganu ve zkoumaných dolomitech tedy nikdy nepřesahuje 5 at. % koncového členu, v naprosté většině případů je pod hranicí 2 at. % (obr. 51). Nejvyšší obsahy železa v dolomitu byly zjištěny například na růstových zónách větších dolomitových krystalů (bod 15 na obr. 52-A). Ty se projevují v BSE světlejšími odstíny oproti centru krystalu s nulovým obsahem Fe (bod 13). Obsahy železa jsou taktéž variabilní v závislosti na generaci jednotlivých dolomitových žil (obr. 52-B, body 26, 27). Dolomity s vyšším obsahem železa se tedy v BSE zobrazují jako mírně světlejší, zatímco dolomity obsahující zvýšené množství Mn nejsou v BSE prakticky odlišitelné od dolomitu s nulovými obsahy tohoto prvku. Obsahy Mn nikterak nekorelují s obsahy Fe. Kalcit se v těchto vzorcích liší minimálně, od téměř čistého kalcitu (100% CaCO_3) dosahuje maximální přebytku MgCO_3 8 at. % (obr. 50).

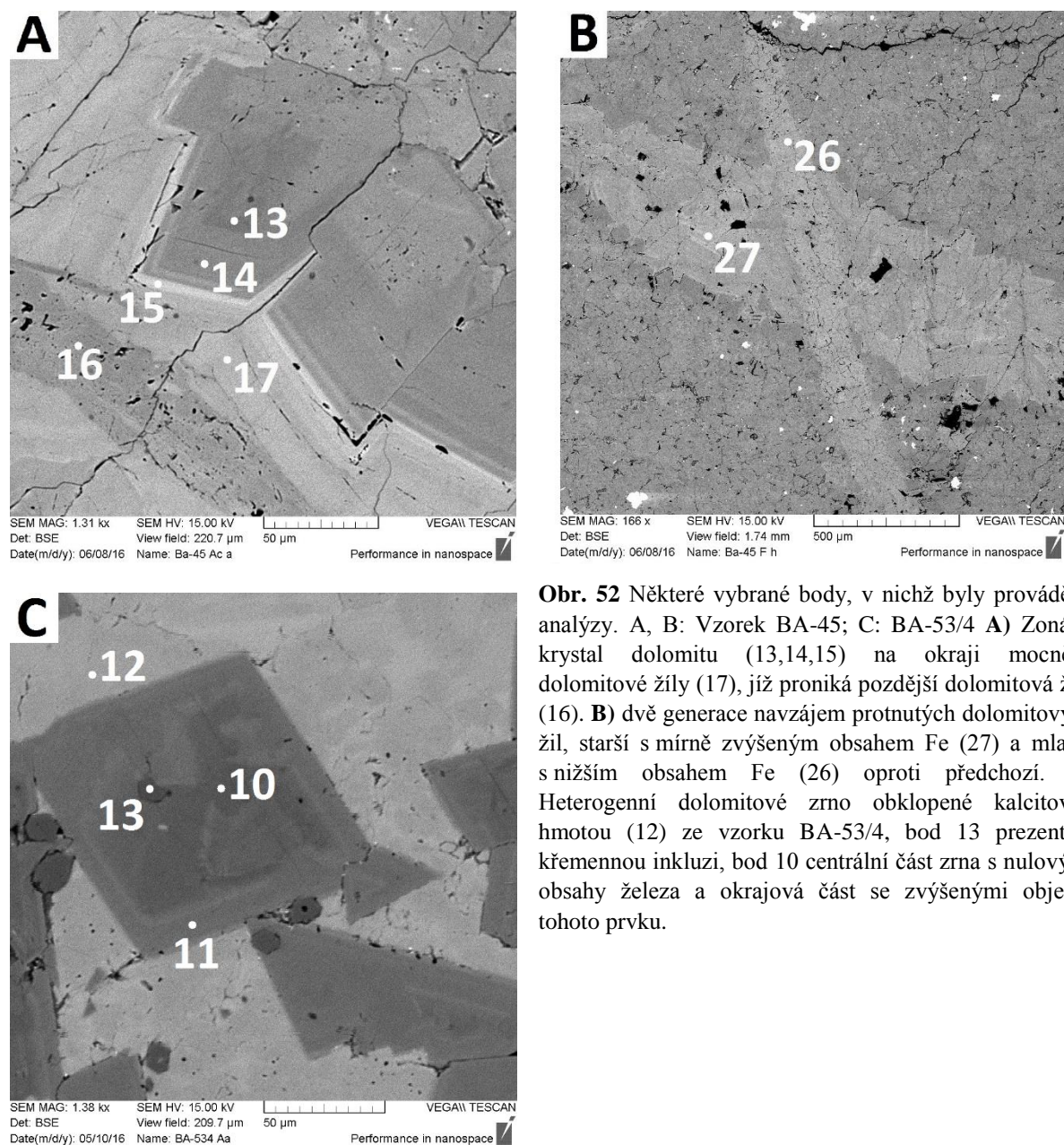


Obr. 50 Ternární diagram (kalcit, dolomit, magnezit+siderit) zobrazuje složení analyzovaných míst. Je zřejmé, že chemické složení analyzovaných dolomitů se navzájem výrazněji neliší, stejně je tomu i u kalcitu.

Výřez prezentující detail části předchozího diagramu zaměřující se pouze na dolomitovou složku zobrazuje diagram na obrázku 51. Patrné je, že většina analyzovaných bodů leží ještě v užším poli, 40-45 at. % MgCO_3 a 0-2% (Fe, Mn) CO_3 . Všechny analyzované dolomity tedy odpovídají téměř čistému dolomitu (s mírně vychýleným poměrem Ca:Mg ve prospěch Ca, což je ovšem typickým znakem pro přírodních dolomitů). Nejsou tedy pozorovatelné výraznější změny v chemickém složení při jejich vzájemném porovnání. Přesto lze v provedených analýzách vysledovat možné závislosti ve vývoji složení roztoků, které se na tvorbě krystalů podílely. Obsahy železa se mění od centra krystalů do jejich okrajových partií, čím více k okraji, tím je obsah Fe vyšší (obr. 52-A, C). Určitá podobnost lze vysledovat i u žil. Starší mívají vyšší obsahy Fe oproti žilám mladším (obr. 52-B). Rozdíly v obsahu železa jsou ovšem nepatrné, maximální přebytek činí 5 at. % FeCO_3 .



Obr. 51 Výřez prezentující detail předchozího diagramu zaměřující se pouze na dolomitovou složku, čísla patří některým analyzovaným bodům, jejichž pozice je zobrazena na následujícím obrázku (52).



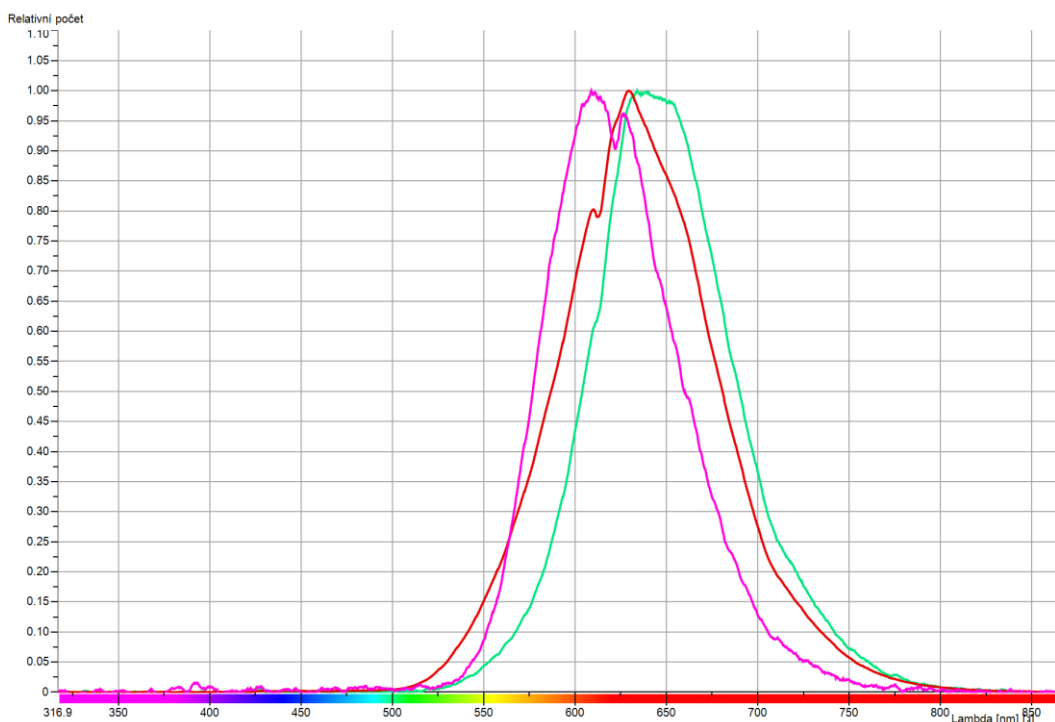
Obr. 52 Některé vybrané body, v nichž byly prováděny analýzy. A, B: Vzorek BA-45; C: BA-53/4 **A**) Zonální krystal dolomitu (13,14,15) na okraji mocnější dolomitové žíly (17), již proniká pozdější dolomitová žíla (16). **B**) dvě generace navzájem protnutých dolomitových žil, starší s mírně zvýšeným obsahem Fe (27) a mladší s nižším obsahem Fe (26) oproti předchozí. **C**) Heterogenní dolomitové zrno obklopené kalcitovou hmotou (12) ze vzorku BA-53/4, bod 13 prezentuje křemennou inkluzi, bod 10 centrální část zrna s nulovými obsahy železa a okrajová část se zvýšenými objemy tohoto prvku.

6.4. Spektroskopické analýzy

6.4.1. Spektrální křivky luminiscenčních spekter

Spektra zobrazená na obr. 53 pocházejí ze tří různých vzorků BA-44,45,58 a reprezentují hlavní spektrální variace ve studované skupině vzorků. Zelená křivka představuje naměřené spektrum ze vzorku BA-45 a jedná se o dolomit. Červená křivka také zobrazuje barevné spektrum dolomitu pocházející ovšem ze vzorku BA-44. Obě křivky se výrazně liší a tyto odlišnosti nejspíše odrážejí různý charakter obsazení strukturních pozic atomů Mg v jednotlivých typech dolomitů.

Růžová křivka zobrazuje spektrum zaznamenané ze vzorku BA-58 a jedná se o kalcit. Lze tedy konstatovat, že barevné spektrum vyzařované kalcitem se od dolomitu liší nižší vlnovou délkou s maximem posunutým o 25-50 nm do nižších vlnových délek. Což odpovídá oranžovočerveným barvám oproti dolomitu projevujícím se sytě červenými barvami.

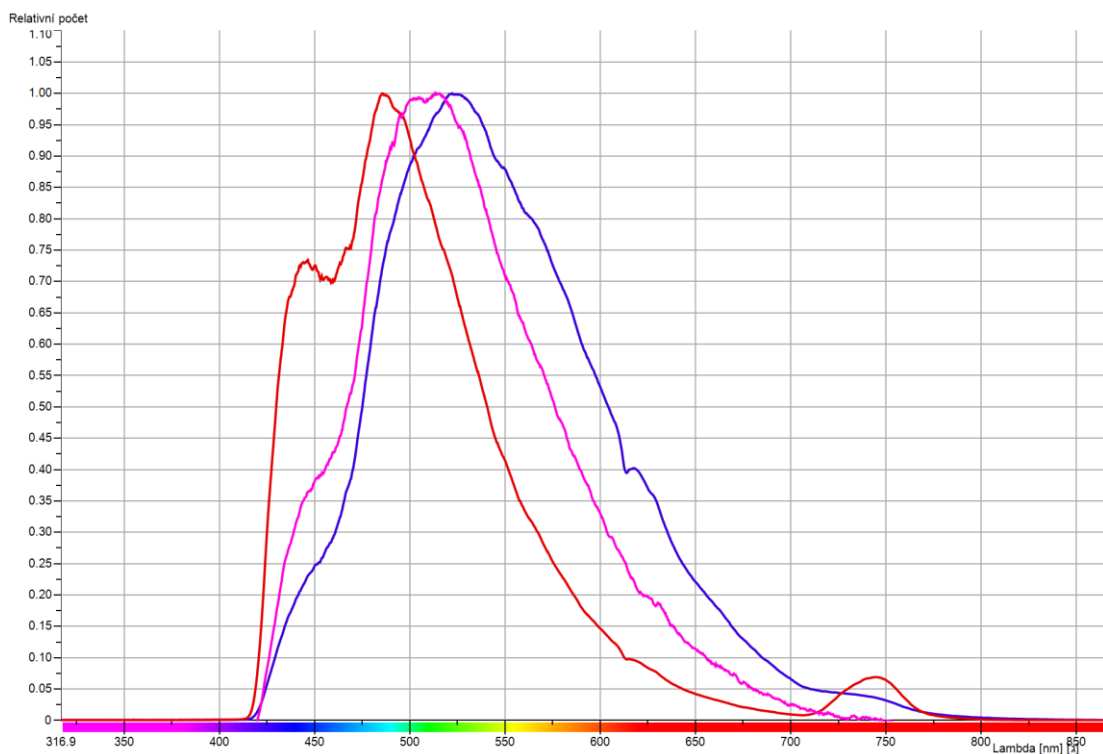


Obr. 53 Spektra luminiscence naměřená ze vzorků: BA-44 - červená křivka (dolomit), BA-45 - zelená křivka (dolomit), BA-58 - růžová křivka (kalcit)

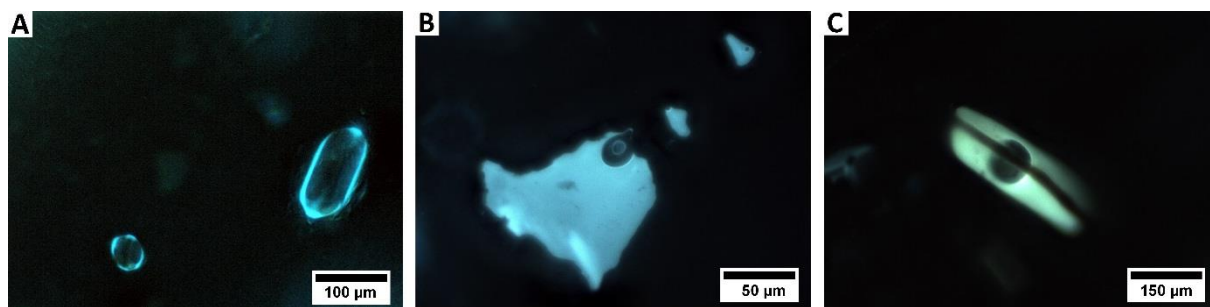
6.4.2. Spektrální křivky fluorescenčních spekter

Toto studium se týkalo zejména vzorku BA-31/A. Na základě spektroskopických analýz (zaznamenávaných při fluorescenci) byly rozlišeny tři typy uhlovodíkových produktů přítomných ve fluidních inkluzích, s maximy při 523, 500-515 a 487 nm (obr. 54). Tyto posuny odrážejí jak odlišnosti ve složení uhlovodíků, tak odlišnou hustotu ropné fáze.

Modrá křivka s maximem při 523 nm zobrazuje spektra inkluzí shodných s inkluzí na obr. 55-C. Tyto inkluze (v nich obsažené uhlovodíkové produkty) se od zbylých dvou typů jasně liší svými vyzařovanými barvami, které se jeví jako středně tmavě zelené. Růžová křivka ukazuje spektrum inkluze (a jí podobných) z obr. 55-B. Toto spektrum má relativně široké maximum mezi 500 a 515 nm. Barvou se tyto inkluze podobají spíše přechodu ze zelené do modré. Třetí typ uhlovodíkových produktů je prezentován spektrem vynesným červenou křivkou. Barva těchto inkluzí je sytější modrá (obr. 55-A) než předchozí. Toto spektrum má 3 maxima: střední při 444 nm, nevyšší při 487 nm a nejnižší z maxim je při 744 nm. Směrodatné jsou ovšem vrcholy při 444 a 487 nm.



Obr. 54 Naměřená spektra barev vyzařovaných při fluorescenci uhlovodíků obsažených ve FI. Jsou patrné 3 rozdílné křivky, z nich každá představuje odlišný typ uhlovodíkových produktů.



Obr. 55 Mikrofotografie jednotlivých inkluzí lišících se svými fluorescenčními barvami. **A)** Plynem bohatá FI prezentovaná červenou křivkou **B)** FI kapalinou bohatá jejíž spektrum odpovídá růžové křivce **C)** FI kapalinou bohatá jejíž spektrum znázorňuje modrá křivka. Dobře pozorovatelný je tmavý lem tvořený organickými usazeninami na vnitřním obvodu inkluze.

6.5. Studium fluidních inkluzí

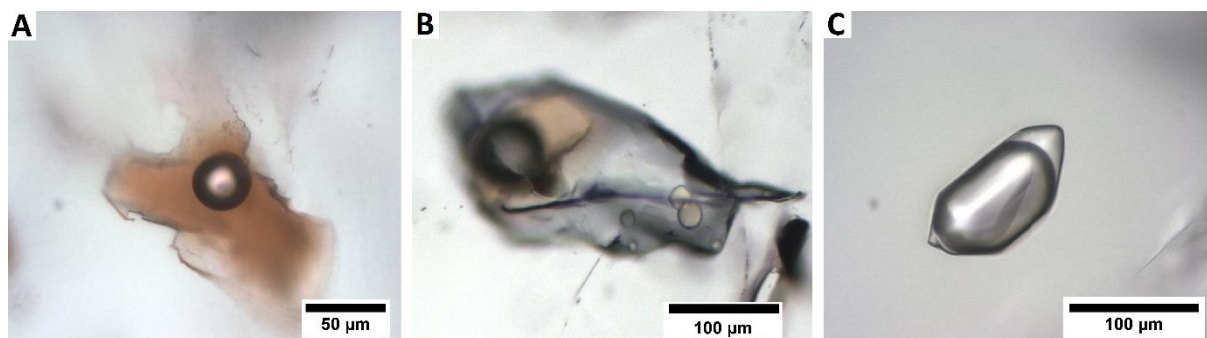
6.5.1. Typy inkluzí a jejich vzájemné vztahy

Jediný vzorek, který umožňoval detailnější mikrotermometrická měření byl BA-31/A v podobě krystalu křemene o velikosti asi 3 cm z dutiny v dolomitu (detailně popsán v kapitole mikroskopické studium). Velikost pozorovaných fluidních inkluzí v tomto vzorku kolísá mezi 1 μm až 290 μm avšak naprostá většina inkluzí spadá do rozmezí 5 μm až 50 μm . Na růstových zónách tohoto křemenného krystalu se nachází velké množství primárních FI. Nejvíce jich je vázáno na nejmladší růstové zóny krystalu. Naopak v centru zrna je jejich výskyt nižší. Sekundární (a pseudosekundární) FI jsou vázané na četné fraktury, jež procházejí celým krystalem, nebo jen jeho částmi. Fluidní inkluze (FI) nacházející se v dolomitových krystalech nebylo pro jejich velikost a velice slabou transparentnost zrn (způsobenou jejich mléčným zakalením) možno důkladně podrobit mikrotermometrickým měřením. Zcela vyjíměčně byly nalezeny v čistějších částech dolomitových zrn barokního dolomitu inkluze, které bylo možné proměřit (vzorky BA-43, 44). Jejich velikost se pohybovala v rozmezí od 1 μm do 3 μm . Počet studovaných inkluzí v jednotlivých vzorcích (průměrně 2-6 inkluzí na vzorek) byl ovlivněn jejich četností a velikostí (FI < 2 μm jsou již nevhodné k měření). V menších klencových krystalech dolomitu nebyly inkluze ani identifikovány. Kalcit jako relativně transparentní minerál fluidní inkluze umožňoval spatřit, nicméně jejich miniaturní rozměry nedovolovaly jejich využití pro mikrotermometrii. Totéž platí o nečetných křemenných žilách vyskytujících se v některých vzorcích, které sice taktéž obsahovaly mnoho FI, ovšem opět s nedostačujícími velikostními parametry. Z hlediska obsahu lze inkluze klasifikovat jako:

- dvoufázové kapalinou bohaté (ropné); (obr. 56-A)
- dvou-tří fázové kapalinou bohaté (ropa+H₂O); (obr. 56-B)
- dvoufázové plynem bohaté (ropné); (obr. 56-C)

Čistě pouze vodné inkluze (tj. bez ropy) nebyly identifikovány.

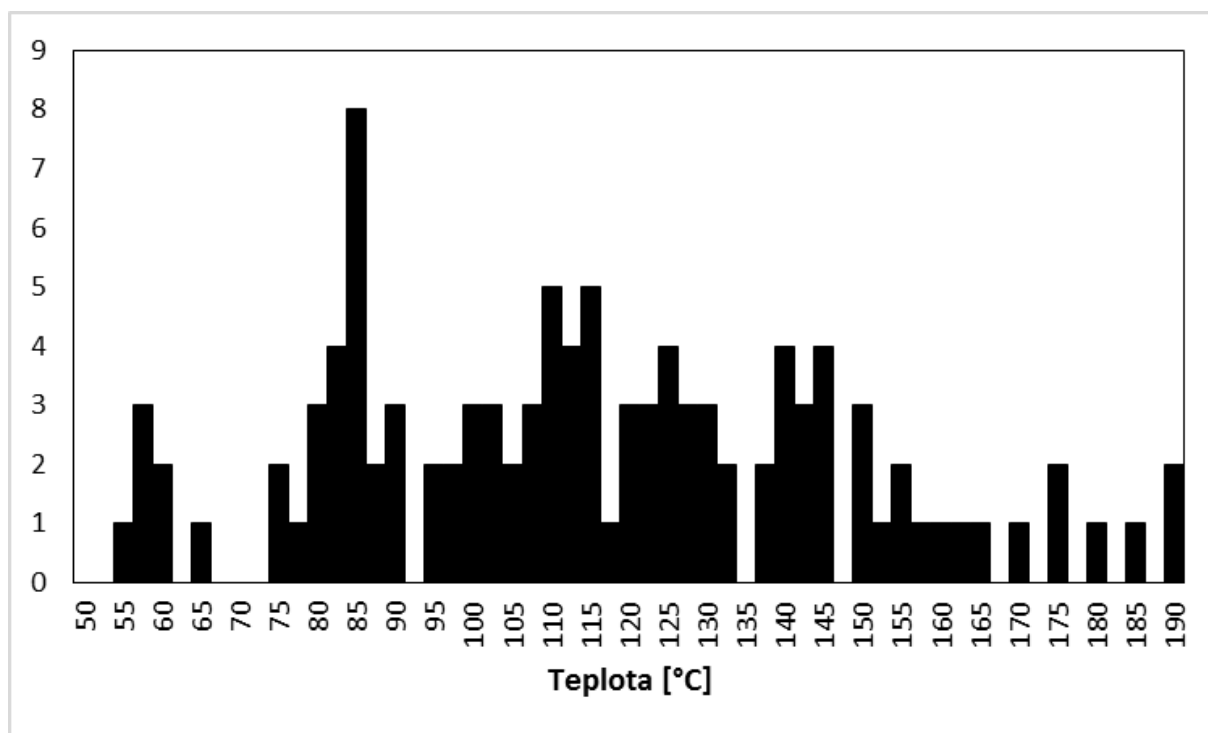
Největší počet studovaných inkluzí (asi 50%) spadal za pokojové teploty podle Shepherdovy klasifikace do skupiny dvou-tří fázových kapalinou bohatých (ropa+H₂O) označovaných někdy jako nemísitelné kapaliny (immiscible liquids). Zhruba třetinový počet tvořily FI dvoufázové kapalinou bohaté (ropa). Nejméně zastoupené byly FI plynem bohaté, které tvořily přibližně 15% všech inkluzí. Poměr H₂O a kapalných uhlovodíků byl značně proměnlivý, obvykle však uhlovodíky převládaly. Stupeň zaplnění se u většiny kapalinou bohatých inkluzí pohyboval v rozmezí 0,90 až 0,95. V některých vyjíměčných případech byly zaznamenány hodnoty tohoto parametru až do 0,50.



Obr. 56 Příklady inkluzí (vzorek BA-31/A): **A)** ropná dvoufázová kapalinou bohatá inkluze; **B)** dvou-tří fázová kapalinou bohatá inkluze (ropa+H₂O) s několika pevnými fázemi; **C)** ropná dvoufázová plynem bohatá inkluze

6.5.2. Naměřené hodnoty teplot homogenizace

Kapalinou bohaté inkluze homogenizovaly na kapalinu a to při teplotách v rozmezí od 55 °C do 173 °C. Teploty homogenizace na plyn plynem bohatých FI se pohybovaly mezi 105 °C až 190 °C (platí pro inkluze se stupněm zaplnění do 0.20; inkluze s nižším podílem plynné fáze nebyly měřeny, stejně jako inkluze podezřelé z procesu zaškrcování). Naměřené hodnoty teplot homogenizace zobrazuje obr. 57. Při porovnávání teplot homogenizace v závislosti na distribuci jednotlivých inkluzí v krystalku křemene, lze pozorovat následující trend: teplota homogenizace se snižuje směrem od centra krystalu k jeho okraji.



Obr. 57 Graf znázorňující četnost teplot homogenizace mikrotermometricky studovaných inkluzí (ze vzorku BA-31/A). Maximální četnost měření spadá do intervalů 85-87.5 °C a 110-115 °C. Inkluze měřené v dolomitu (vzorky BA-43,44) homogenizovaly při teplotách 60-173 °C, inkluze v křemeni homogenizovaly při 55-190 °C. U plynem bohatých ropných inkluzí byla teplota homogenizace stanovena v rozpětí 105 - 190 °C.

7. DISKUZE

7.1. Variety dolomitu v závislosti na lokalitě

Dolomit se ve studovaných vzorcích vyskytuje v různých podobách, od afanitických struktur (vzorek BA-62B), přes jemně až středně krystalické struktury v podobě matričního dolomitu (například vzorek BA-32) až po hrubě krystalické struktury tvořené dolomitem sedlovým (vzorky BA-43,44). V mnoha vzorcích se vyskytuje vícero typů struktur dolomitu (například vzorek BA-45 obsahuje všechny výše popsané typy). To svědčí o více příčinách a etapách dolomitizace původních hornin. Existují ovšem i takové vzorky, ve kterých je zastoupen pouze druh jediný: BA-53/4 (středně hrubě krystalický), BA-57 (atypický výskyt dolomitových inkluzí o velikosti 1-10 μ m), BA-62B (afanitické struktury). To tedy ukazuje na zjevně složitý a často i nejednotný vývoj, které zkoumané horniny prodělaly.

Všeobecně se dá konstatovat, že nejrozšířenějším typem je středně hrubozrnný dolomit se smíšenou strukturou planárně-neplanární s krystaly subhedrálními až anhedrálními (BA-32,43,44,45). Variace této struktury se projevuje převahou subhedrálních až euhedrálních krystalů na úkor anhedrálních (např. vzorek BA-59). Gregg a Sibley (1984) uvádí, že je pro vznik dolomitu tohoto typu charakteristická zvýšená teplota (nad 50 °C). Co do objemu následuje dolomit sedlový vyskytující se v žilách či dutinách vždy v asociaci s výše popisovanými typy dolomitu (nikdy osamoceně), ten vzniká při vyšších teplotách (obvykle 60-150 °C). Dolomit tvořící afanitické struktury se ve větší míře vyskytuje pouze ve vzorku BA-62B, v jiných vzorcích je jeho výskyt omezen na fraktury, které druhotně vyplňuje. Unikátní je vzorek BA-32, kde se jako v jediném vyskytuje také dolomikrit v dolomitizovaných klastech.

Rozšíření a typ dolomitu závisí na lokalitě a na konkrétním místě odběru vzorku. Vzorky z Přídolí u Velké Chuchle (BA-32,43,44,45) jsou téměř vždy kompletně dolomitizované, bez jakýchkoliv známek původních struktur (až na zmíněné dolomitizované klasty v BA-32). Naopak odlišný je materiál ze Sv. Jana pod Skalou, popisované vzorky BA-53/1 a BA-53/4 reprezentují vertikální profil scyphocriniovým horizontem směrem vzhůru do nadloží. Celkově je rozšíření dolomitu menší než u předchozí lokality, ve spodních částech tohoto profilu je dolomitizace jen slabě vyvinuta oproti částem horním, avšak parametry krystalů dolomitu (velikost, tvar) vzorků jsou totožné. Dá se tedy konstatovat, že vrchní partie scyphocriniového horizontu jsou zde více dolomitizované než partie spodní. Uvedený radotínský vzorek tvoří biomikritický vápenec v němž je dolomit relativně vzácný (do 10%) a vyskytuje se ve velice netradiční formě roztroušených drobných mikroinkluzí (1-10 μ m) v mikritové hmotě kalcitového složení (ty jsou soustředěny zejména do okolí tlakových švů). Vzorek BA-59 z Požárských lomů tvořený planárními strukturami s euhedrálními až subhedrálními zrny má jen malé zastoupení dolomitu (5%). V míře největší (v porovnání se vzorky jinými) jsou však zdejší dolomitová zrna značně alterovaná. Materiál z Prokopského údolí (vzorek BA-62B) obsahuje přibližně 20% dolomitu tvořícího afanitické struktury, čímž se do značné míry liší od ostatních zkoumaných vzorků, v nichž je tato varieta zastoupena jen minimálně. Popisované rozdíly lze přičíst různým geologickým podmínkám v daných lokalitách, jak uvádí např. Pechar (2014) na příkladu lomu Velká Amerika. Roli hraje i mírně odlišné složení fluid podílejících se na dolomitizaci či jejich saturace. Neméně významné jsou ovšem i další faktory jako horninová propustnost pro tato fluida, množství krystalizačních center, složení výchozích vápenců atd. Z chemických analýz prováděných pomocí elektronové mikrosondy na jednotlivých vzorcích není ovšem patrná žádná výrazná proměnlivost v jejich chemickém složení. A to ani při porovnávání dolomitů z navzájem vzdálených lokalit.

7.2. Možný genetický původ dolomitu

Studium fluidních inkluzí, přesněji spektroskopické analýzy jejich obsahu, prokázaly výskyt 3 druhů uhlovodíkových produktů lišících se svým složením a hustotou (dle analogie s Bourdet, Eadington 2012). Tyto ropné produkty jsou zcela běžnou součástí FI a to jak u dolomitových krystalů tak například u křemene vyskytujícího se v asociaci s dolomitem. Výskyt těchto látek ukazuje na to, že oba minerály musely krystalizovat v hloubce ropného okna (2-4 km, budeme-li uvažovat normální

geotermální gradient). Vzhledem k naměřeným hodnotám homogenizace fluidních inkluzí pohybujících se od 55 do 190 °C s největším počtem hodnot ležících v rozmezí 110 až 115 °C a z výše uvedených petrografických charakteristik zkoumaných dolomitů je nepravděpodobné aby tento dolomit vznikl jinak, než při hlubokém pohřbení. Při něm došlo k silnému prohřátí karbonátových platforem. Možné je i vznik při raných fázích následného tektonického výzdvihu vlivem migrace Mg-bohatých hydrotermálních fluid. Vyloučit tak lze s určitou mírou jistoty většinu dolomitizačních modelů. Například žádná z lokalit neodpovídá svojí geometrií modelům označovanými jako mísení vod (Wilson et al. 1990). Lze také usuzovat, že dolomit nevznikl procesy popisovanými v evaporačních modelech a to vzhledem ke struktuře zkoumaných dolomitů. Stejně nepravděpodobně se jeví i model infiltračně refluxní. Naproti tomu studované dolomity vykazují symptomy právě hlubšího pohřbení. Na ně nepřímo ukazují faktory, jako jsou převládající xenotopické struktury (Gregg a Sibley 1984), výskyt dolomitu barokního typu (Radke a Mathis 1980) a zebroidní struktury (Zenger 1983). Tyto struktury jsou typické pro vyšší teploty (nad 50 °C); (Gregg a Sibley 1984). Z petrologického výzkumu je zřejmé, že sedlový dolomit je mladšího data než jemně až středně hrubozrná varieta a je vázán především na fraktury či dutiny v matričním dolomitu. Jeho přítomnost může tedy ukazovat na hlubší podmínky pohřbení v době jeho vzniku. Na druhou stranu vazba na fraktury naznačuje spíše jeho (pozdě) epigenetický původ v době výzdvihu celé platformy a následné cirkulace fluidních roztoků, které sekundárně reagovaly s původním matričním dolomitem. Sedlový dolomit vzniká za relativně vysokých teplot 50-150 °C (Radke a Mathis 1980) s čímž souhlasí i naměřené hodnoty homogenizace FI ve studovaných dolomitových krystalech či křemenu, jenž pochází ze stejného časového období. Některé zdroje uvádí hodnoty vzniku barokního dolomitu ještě vyšší (až 210 °C). Pro hlubší pohřbení svědčí i výskyt již zmíněných uhlovodíkových produktů vyskytujících se ve fluidních inkluzích jak v dolomitových krystalech tak hlavně v inkluzích zachycených v křemenu, který je v asociaci s dolomitem. Toto je typické pro hloubky ropného okna, kde oba minerály musely krystalizovat (Radke a Mathis 1980). Jak uvádí Suchý et al. (1996) tyto teploty (které se mými měřeními potvrdily) jsou v souladu s maximální teplotou pohřbení okolních sedimentů určených metodou reflektance vitrinitu.

Budeme-li brát v úvahu geotermální gradient 30 °C/km, průměrnou povrchovou teplotu 20 °C, současnou maximální mocnost sedimentů 700-800 m, pak nám vyjde teplota okolo 50 °C, což je vzhledem k naměřeným teplotám homogenizace FI málo. Hloubka pohřbení tedy musela být větší, jelikož mělkým pohřbením se nedosáhnou teploty zjištěné mikrotermometrickými měřeními (až 190 °C). Lze tedy usuzovat, že tento rozdíl teplot nepřímo ukazuje na erozi několika km nadložních sedimentů (Kukal a Jäger 1988). Erozi několika km nadloží (zhruba 3 km aby bylo dosaženo uvedených vyšších teplot) podporuje i relativně běžná rekrystalizace a zhutnění břidlic i vápenců ve stratigrafických patrech Barrandienu (Suchý a Rozkošný 1994). Alternativním vysvětlením by mohlo být i zvýšení geotermálního toku v geologické minulosti. Tuto variantu však Suchý et al. (1996) nepovažují za příliš pravděpodobnou. Další možností je výstup horkých roztoků při variské orogenezi prostorově asociovaný s intruzí středočeského plutonu.

Je také možné, že současné formy „sekundárního“ dolomitu mohou být i následkem rekrystalizace forem dřívějších, například syngenetických či ranně diagenetických (Kodym 1953 in Svoboda et al. 1957). Část masivního xenotopického dolomitu mohla tak vzniknout syngeneticky dolomitizací čerstvě usazeného kalu na kontaktu s vodou či ranně diageneticky a v pozdějších etapách být pouze rekrystalizovaná. Vznikat mohl i za přispění bakteriální činnosti se zdrojem hořčíku z difúzí z mořské vody (Morrow 1990).

Druhá otázka, která těsně souvisí původem dolomitizace, je samotný původ Mg. Při dolomitizaci pohřbením může být zdrojem Mg vysoce hořčnatý kalcit (HMC), ovšem je sporné, zda by tento zdroj postačoval pro masivní dolomitizaci v rozsahu vyskytující se na zkoumaných lokalitách. Takový zdroj označujeme jako interní (např. Tucker a Wright 1990). Další možností je přeměna vulkanických minerálů (zdrojem by v tomto případě byly vulkanické komplexy kopaninského souvrství) tuto myšlenku zastával například Kukal (1955). Pozdější práce naopak zdůrazňují přeměnu jílových

minerálů (zejména smektitu na illit) obsažených v břidlicových polohách, kde mohlo dojít k nabožení a zvýšení relativního poměru Mg/Ca ve fluidech. Tento zdroj je považován za externí. Dalším příkladem externího zdroje je například přísun Mg z mořské vody (Tucker a Wright 1990). Myšlenku přísunu Mg z jílových minerálů podporuje i velmi častý výskyt dolomitových klenců v těsné blízkosti stylolitů. Například Suchý et al. 1996 uvádějí, že břidlice na lokalitě ve Velké Chuchli jsou dle XRD analýz velmi bohaté ilitem. Je tedy velmi pravděpodobné, že tento minerál zde vznikl právě přeměnou smektitu. Migraci takto nabožených fluid popisuje na lokalitě v Přídolí také Suchý et al. 1996. Ten zároveň při svém výzkumu dolomitu z Přídolí zjistil, že stabilní izotopy C a O obou forem zde se vyskytujícího xenotopického dolomitu se shodují při porovnání těchto hodnot s jinými lokalitami, kde byla potvrzena dolomitizace pohřbením.

Silurské a devonské vápence Barrandienu jsou často postiženy různě intenzivní dolomitizací. Z výše uvedeného textu je patrné, že dolomitizační pochody jsou různého stáří a v různých částech probíhaly odlišně. Starší práce zabývající se dolomitizací prezentují různé návrhy vzniku dolomitů. Například již výše citovaný Kodým (1953) uvádí myšlenku, že dolomitizované části Barrandienu jsou vázány na přechod facie útesové do facie neútesové s hlavním faktorem mořských proudů, jež přenášely karbonátový kal. Vlivem fyzikálních vlastností nesnadno rozpustný MgCO_3 sedimentoval v blízkosti útesů, na rozdíl od CaCO_3 jež byl transportován do vzdáleností větších. Kodým tedy mluví o syngenetickém původu dolomitu. Na rozdíl od Kodýma předpokládá Petránek (1951), že dolomit je diagenetického původu se zdrojem Mg v důsledku, nahromadění krinoidových článků, které obsahují přes 10% MgCO_3 . Tyto dvě varianty by mohly předurčovat vznik prvotní formy dolomitu, jež následně byla rekrystalizována. Náprstek (1954) přisuzuje vznik dolomitu mělkému prostředí se stojatou vodou s vysokou koncentrací Mg iontů. Hovoří o ranně a pozdně diagenetickém dolomitu. Kukal (1955) v souvislosti se svrchnosilurskými dolomity hovoří o diagenetické až epigenetické dolomitizaci se zdrojem Mg v mořské vodě s množstvím anorganických solí s významným vlivem tufitického materiálu (který svým složením přispěl ke koncentraci Mg). Tyto teorie se nezdají příliš pravděpodobné. Nejnověji prezentovaná studie (Suchý et al. 1996) naopak předpokládá dolomitizaci epigenetickou, kde vlivem hlubokého pohřbení dojde k obohacení hydrotermálních fluid o Mg interakcí s Mg vázaným ve vrstvách silurských břidlic. Data prezentovaná v této práci jsou ve shodě s výše uvedeným modelem (Suchý et al. 1996).

8. ZÁVĚR

Výzkum uváděný v této diplomové práci byl prováděn na 5 lokalitách v Barrandienu (PR Homolka, Sv. Jan Pod Skalou, Radotínské skály, Požárské lomy, Prokopské údolí - Butovické hradiště). Cílem bylo zjištění či upřesnění podmínek dolomitizace. Odebráno bylo 31 vzorků a z vybraných 12 pak byly vyhotoveny výbrusy, které byly dále studovány pomocí optického polarizačního mikroskopu a rozšiřujících metod, jako jsou katodová luminiscence, spektroskopické analýzy či mikrosondová charakteristika. Prováděna byla též i mikrotermometrická měření FI.

Byly potvrzeny dva typy výskytu dolomitu s odlišnými petrografickými charakteristikami a s odlišným genetickým původem. První typ, diagenetického dolomitu, vznikal v dobách relativně mělkého či středně hlubokého pohřbení. Možná je i rekrystalizace z dříve vzniklého syngenetického dolomitu, jenž posloužil jako šablona pro pozdější typy. Druhý typ je produktem epigenetických procesů v již lithifikovaných horninách, jimiž vlivem tektonických událostí začala cirkulovat mobilizovaná hydrotermální fluida. Ta svým složením podporovala růst dalších dolomitových krystalů. Množstevně výrazně převládá dolomitová struktura tvořená jemně až středně hrubě zrnitým dolomitem, jehož krystaly se pohybují ve velikostním rozpětí (20 až 450 μm) a ve většině případů tvoří xenotopické a hypidiotopické struktury (vyjíměčně idiotopické). Druhým výrazně odlišným typem dolomitu je typ, který je prezentován tzv. sedlovým (barokním) dolomitem s typickými zakřivenými krystaly velkých rozměrů (až do 3.1 mm). Vyskytuje se v dutinách či žilách nebo podobných sekundárních útvarech. Nežádka se také vyskytuje v asociaci s krystaly pyritu o velikosti až 5 mm. Pro tento typ jsou charakteristické zvýšené teploty jeho vzniku (60 - 150 $^{\circ}\text{C}$). Ve většině dolomitových zrn byla zaznamenána silná zonalita. Bodové chemické analýzy ukázaly zjevné rozdíly v koncentraci Fe v těchto zónách, úrovně Ca a Mg naproti tomu byly konstantní. Také chemické složení dolomitů z různých lokalit je téměř totožné.

Ve fluidních inkluzích nalezených v dolomitových krystalech a křemenných zrnech byly identifikovány celkem tři systémy tvořící tyto typy inkluzí: dvoufázové kapalinou bohaté (ropné), dvou-tří fázové kapalinou bohaté (ropa+ H_2O) a dvoufázové plynem bohaté (ropné). Na základě spektroskopických analýz prováděných při fluorescenci, byly rozlišeny tři druhy uhlovodíkových produktů. Ty se od sebe liší svými fluorescenčními barvami a složením. Výskyt uhlovodíkových produktů svědčí o skutečnosti, že minerály krystalizovaly v hloubce ropného okna. Teploty homogenizace FI ležely v rozmezí 55 až 190 $^{\circ}\text{C}$. Nejvíce hodnot spadalo do rozmezí 110-115 $^{\circ}\text{C}$. Fluida, jež v pozdějších fázích dolomitizaci vyvolala, mohla být obohacena Mg ionty v důsledku rozkladu vulkanogenních minerálů nebo přeměny smektitu na illit. Současné formy dolomitu vykazují petrografické znaky svědčící o dolomitizaci pohřbením a to až do hloubky přesahující 3 km.

9. LITERATURA

- Barbin V., Ramseyer K., Decrouez D., Burns S.J., Chamay J., Maier J.L., 1992. *Cathodoluminescence of White Marbles: Determination of Provenance by Isotopic Analysis*. Science, 176, str.
- Bernard J. H., Rost R., 1992. *Encyklopedický přehled minerálů*. Academia, Praha, 701 str.
- Boggs S., Krinsley D., 2006. *Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks*. New York, Cambridge University Press, 165 str.
- Bourdet J., Eadington P., 2012. Fluorescence and infrared spectroscopy of inclusion oil. Nepublikovaná výzkumná zpráva, CSIRO Earth Science and Resources Engineering, Australia.
- Demek J. 1987., *Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny*. Academia, Brno, 584 str.
- Flügel., 2010. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin, 984 str.
- Folk R. L., Land L. S., 1975. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 59: 60-68.
- Gary N., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 419 str.
- Given R.K., Wilkinson B.H., 1987. Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 1068-1078.
- Gregg J.M., Sibley D. F., 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *J. Sed. Petrol.*, 54: 908-931.
- Gregg J.M., Sibley D. F., 1987. Classification of dolomite rocks textures. *J. Sed. Petrol.*, 57: 967-975.
- Halavínová M., 2009. Zdroje, podmínky mobilizace a migrace fluid v sedimentech pražské pánve během postdiagenetického vývoje. disertační práce, PřF MU, Brno, 94 str.
- Havlíček V., 1981. Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague basin (Ordovician - Middle Devonian, Barrandian, Central Bohemia. In: *Sbor. geol. Věd, řada G*, str. 7-48.
- Hladil J., 1996. *Karbonátová sedimentární tělesa I. - Jejich vznik a vývoj*. Masarykova univerzita v Brně, Brno, 100 str.
- Cháb J., Breiter K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J., 2008. *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu*. Česká geologická služba, Praha, 283 str.
- Chlupáč I., 1993. *Geology of the Barrandian a field trip guide*. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft in Cooperation with the Czech State Geological Survey, Frankfurt am Main, 163 str.
- Chlupáč I., 1999. *Vycházky za geologickou minulostí Prahy a okolí*. Academia, Praha, 280 str.
- Chlupáč I., Jäeger H., Zikmundová J., 1972. The Silurian–Devonian boundary in the Barrandian. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 20: 104-174.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z., 2002. *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha, 436 str.
- Chlupáč I., Havlíček V., Kříž J., Kukal Z., Štorch P., 1992. *Paleozoikum Barrandienu (kambrium - devon)*. Vydavatelství Českého geologického ústavu, Praha, 292 str.

- Chvátal M., 1999. *Mineralogie pro první ročníky - krystalografie*. Nakladatelství Karolinum, Praha, 179 str.
- Kachlík V., 2003. *Geologický vývoj území České republiky - Doplněk k publikaci „Příprava hlubinného úložiště radioaktivního odpadu a vyhořelého jaderného paliva“*. SÚRAO, Praha, 65 str.
- Košťák M., Mazuch M., 2011. *Putování naším pravěkem*. Granit, Praha, 192 str.
- Kříž J., 1999. *Geologické památky Prahy*. Český geologický ústav, Praha, 280 str.
- Kříž J., Jaeger H., Florentin P., Schönlaub H. P., 1986. Přídolí - the fourth subdivision of the Silurian. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 1986, 129/2: 291-360.
- Kukal Z., 1955. Výzkum silurských dolomitických vápenců u Mořiny. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.* 21, 2, str. 225-251.
- Kukal Z., 1986. *Základy sedimentologie*. Academia, Praha, 468 str.
- Kukal Z., Jäger O. 1988. *Siliciclastic signal of the Variscan orogenesis: the Devonian Srbsko Formation of Central Bohemia*. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 63, 65–81 str.
- Machel H. G., 2000. Application of Cathodoluminescence to Carbonate Diagenesis. In: Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (ed.). *Cathodoluminescence in Geosciences: An Introduction*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, str. 271-301.
- Máška M., Zoubek V., 1961. Oblast tepelsko-barrandienská. In: T. Buday (ed.) et al.: *Tektonický vývoj Československa – Ústř. Úst. geol*, Praha. str. 43–73.
- Melichar R. (2003): *Otázky příkrovové tektoniky pražského synklinoria (barrandien, bohemikum)*. - MS, habilitační práce, PřF MU. Brno
- Morrow D.W., 1990. Dolomite - Part 2: dolomitization models of ancient dolostones. In: McIlreath IA, Morrow D.W. (ed) *Diagenesis*. Geosci. Can. Repr. Ser. 4 : str. 125–139
- Náprstek V., 1954. *Příspěvek k řešení otázky sedimentace dolomitizace a silicifikace svrchnosilurských vrstev Barrandienu*. Univ. Carolina, Praha, 64 str.
- Pechar T., 2014 Použití přenosného XRF spektrometru pro hodnocení kvality vápencové suroviny a odhad zásob na ložisku mořina - východ (Velká Amerika). Diplomová práce, katedra ložiskové geologie PřF UK, Praha, 70str., 7 příl.
- Petránek J., 1951. *Nové poznatky o některých otázkách sedimentace a diagenese devonských vrstev u Prahy*. *Věst. Král. čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd.* 11, 1-13 str.
- Petránek J., 1963. *Usazené horniny*. Academia, Praha, 720 str.
- Petránek J., Březina J., Břizová E., Cháb J., Loun J., Zelenka P., 2016. *Encyklopedie Geologie*. Česká geologická služba, Praha, 352 str.
- Prior D. J., Boyle A. P., Brenker F., Cheadle M. C., Day A., Lopez G., Peruzzo L., Potts G.J., Reddy S., Spiess R., Timms N. E., Trimby P., Wheeler J., Zetterstrom L., 1999. The application of electron back scatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problem with rock. *American Mineralogist*, 84, 1741-1759.
- Radke B., Mathis R., 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. *J. Sed. petrol.*, 50: 1149-1168.
- Růžička V., 1925. Dolomitový důl u slivence a jeho okolí.. In: *Spisy podávané Přírodověckou fakultou Karlovy University*, 1925, 30: 1-14

Růžicková E., Růžicka M., Zeman A., Kadlec J., 2001. *Quaternary clastic sediments of the Czech Republic: textures and structures of the main genetic types*. Český geologický ústav, Praha, 68 str.

Skoček V., Vznik dolomitů a současný stav jejich výzkumu. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 30 (2): 113-130.

Suchý V., Rozkošný I., 1994. Diagenesis of clay minerals and organic matter in the Přídolí formation (Upper Silurian), the Barrandian basin. Abstract of the 13th Int Conf on Clay Mineralogy and Petrology, Prague, 1994

Suchý V., Rozkošný I., Žák K., Franců J., 1996. Epigenetic dolomitization of the Přídolí formation (Upper Silurian), the Barrandian basin, Czech Republic implications for burial history of Lower Paleozoic strata. *Geol. Rundsch.*, 85: 264–277.

Svoboda J., Prantl F., Kukul Z., 1957. *Vysokoprocentní vápence Barrandienu*. Geotechnica, sbírka prací z praktické geologie, svazek 23. Academia, Praha, 128 str.

Štorch P., 1986. *Ordovician-Silurian boundary in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia)*. Sbor. geol. Věd, Geol., 41, 69-103 str.

Tucker M. E., 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Blackwell Science, Oxford, 262 str.

Tucker M. E., Wright P., 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 str.

Warren J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52: 1–81

Wilson E.N., Hardie L.A., Phillips O.M., 1990. Dolomitization front geometry, fluid flow patterns, and the origin of massive dolomite: the Triassic Latemar buildup, northern Italy. *Am. J. Sci.* 290: 741–796.

Wright, V.P., 1992. A revised classification of limestones. *Sed. Geol.*, 76: 177-186

Zachariáš J., 2000. *Úvod do studia plynokapalných inkluzí*. Ústav geochemie, mineralogie a neroztných zdrojů UK PŘF, Praha, 44 str.

Zenger D.H., 1983. Burial dolomitization in the Lost Burro formation (Devonian), east-central California, and the significance of late diagenetic dolomitization. *Geology* 11: 519-522

Internetové zdroje:

ČÚŽK: <http://geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec/>